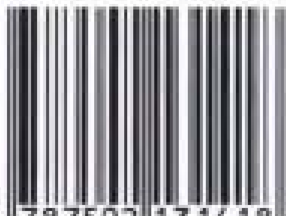
山地地球物理勘探技术

阎世信　等编著



石油工业出版社

责任编辑：王焕弟　周家尧
封面设计：赛维玉
责任校对：李　黎



ISBN 7-5021-3141-8/TE · 2381
精装定价：58.00 元
平装定价：48.00 元

山地地球物理勘探技术

阎世信　刘怀山　姚雪根　编著

石 油 工 业 出 版 社

内容提要

山地地球物理勘探技术是我国"七五"以来,特别是"九五"期间发展较快和应用广泛的一种地球物理勘探新技术。通过多年山地地球物理勘探的野外数据采集、室内资料处理、综合解释和储层预测技术的攻关探索和实践总结,山地油气勘探水平大大提高,使得不到或难以获得反射资料的地区得到了反射信息,使信噪比低的资料变为较高信噪比的资料,在现代科学勘探中起到了举足轻重的作用,为准确提供构造和岩性圈闭,优选并完成许多复杂有利目标区的石油地质勘探任务做出了贡献。

中国南方碳酸盐岩覆盖区以及西部广大地区的山地地球物理勘探技术是继沙漠和黄土塬勘探技术之后的又一重要技术难关,其难度位于沙漠和黄土塬地球物理勘探技术之首。

本书从山地地球物理勘探的数据采集、处理和解释等几个环节论述了山地地球物理勘探技术,并解剖和总结了部分勘探实例。内容丰富、资料翔实,具有一定的实践指导意义,可供从事山地油气勘探的工程技术人员以及有关大专院校师生参考。

图书在版编目(CIP)数据

山地地球物理勘探技术/阎世信,刘怀山,姚雪根编著.
北京:石油工业出版社,2000.6
ISBN 7-5021-3141-8

Ⅰ.山…
Ⅱ.①阎…②刘…③姚…
Ⅲ.山地-地球物理勘探-技术
Ⅳ.P631

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2000)第 71622 号

石油工业出版社出版
(100011 北京安定门外安华里二区一号楼)
北京施奈德自动化录入排版中心排版
石油工业出版社印刷厂印刷
新华书店北京发行所发行
*
787×1092 毫米 16 开本 2 插页 18.5 印张 455 千字印 1—2000
2000 年 6 月北京第 1 版 2000 年 6 月北京第 1 次印刷
ISBN 7-5021-3141-8/TE·2391
精装定价:58.00 元 平装定价:48.00 元

序　一

经过几十年的实践研究,山地地球物理勘探技术已取得了长足的进展。虽然还有许多复杂的难题有待解决,但总体上已基本形成了一套较成熟的野外采集、室内处理和综合解释的技术方法。为了促进和推广这一技术,非常有必要从理论到实践进行总结。

我国陆上新区的油气勘探以高难度和高风险为特点,特别是南方碳酸盐岩裸露区和西部高原、沙漠以及盆地边缘山区,地面地震地质条件很差,地下构造形态复杂,山地物探施工十分困难。原中国石油天然气总公司勘探局新区勘探事业部及其相关单位,组织有关物探公司或地调处对山地复杂有利区(包括藏北高原在内的一些难度很大的盆地和地区)开展了大规模的物探工作,在久攻不克的一些工区和领域取得了丰富的地质成果和认识。

本书作者正是在这一背景下,在多年的山地物探技术管理工作中,不断地学习、吸收和总结新鲜技术和经验,利用两年多的业余时间,编写了这本《山地地球物理勘探技术》,系统地阐述了山地地球物理勘探数据采集、处理和解释三大环节,并剖析了一些勘探实例,这对我国陆上地球物理勘探技术的进步不能不说是一个促进和提高。

2000年5月12日

序　二

"八五"以来，我国石油工业进入了一个新的历史发展时期，随着勘探工作的不断深入，勘探难度越来越大。勘探工作的重点和注意力相当一部分已被迫转向了地面施工条件较差的南方山区和中西部沙漠、黄土塬以及戈壁山地。

这些地区不仅地面施工条件较差，而且地下地质情况复杂，同时又远离经济发达地区。如何依靠先进实用的物探技术搞清地下地质结构，落实钻探目标，以此提高勘探效益，不断有新的战略性发现，一直是勘探工作者密切关注的问题。多年来的勘探实践表明，没有物探技术的突破，要在这些地区开拓新的勘探局面是不可能的。

本书作者在多年现场生产技术管理的基础上，经过认真总结，编著了这本《山地地球物理勘探技术》，从山地物探资料采集、处理一直到解释，进行了详细论述，特别是解剖和总结了勘探工作过程中的许多实例，这是一件非常有意义的事情。相信从事山地油气勘探的有关人员会从中得到许多启发和收益，在此基础上锲而不舍地进行探索，为我国复杂山地油气勘探工作的不断发展做出新的贡献！

1999 年 12 月 20 日

前　　言

大量资料表明，世界上一半以上的石油资源蕴藏在海相碳酸盐岩地层中。我国“印支旋回”以前的海相碳酸盐岩分布面积约为250万km^2，占全国沉积岩面积的三分之一。南方十四省碳酸盐岩山地分布面积约为149万km^2，有利勘探面积在76万km^2以上，沉积岩厚度达6000m，发育有下寒武统、下志留统、上下二叠统和下三叠统4套主力烃源岩。全国二次资源评价认为石油资源量、天然气资源量分别在40亿t和4万亿m^3以上。经过40余年的山地物探技术攻关积累了大量的山地物探资料和经验，取得了丰富的地质成果。除四川盆地累计探明5000亿m^3天然气外，在滇、黔、桂、鄂、苏、皖、琼七省区也已发现了油气田，油气资源丰富。累计已经探明石油、天然气地质储量2亿多吨和几百亿立方米。

我国西部广大地区多数盆地与周缘造山带之间均为高陡构造山区，这些地区油气资源潜力大，但一般地表地形陡峭，条件恶劣，地下地质条件非常复杂，地层倾角陡，新老地层倒置，甚至出现双重构造，使得物探作业条件更为困难。我国西部山地物探从50年代开始，先后发现了老君庙油田、玉门油田、准噶尔南油田、塔西南油气田、塔北克－伊油气田、吐哈吐玉克油田等。

大量事实证明，山地地球物理勘探技术是南方海相地层油气勘探和西部海陆相地层油气勘探能够取得重大进展的关键技术。

“八五”之前，四川石油管理局地调处、江汉石油管理局物探处和滇黔桂石油勘探局地调处在大山区已经做了大量地震工作，并取得了显著成绩。1993～1998年，原中国石油天然气总公司勘探局新区勘探事业部为贯彻落实“稳定东部、发展西部、油气并举”的石油工业发展战略，加快南方和西部勘探步伐，准备战略接替区，在滇、黔、桂山区，川、鄂、湘中上扬子及皖苏下扬子广大南方碳酸盐岩分布区及火成岩覆盖区，新疆、青海、西藏等碎屑岩覆盖区的有关盆地进行了大规模的地球物理勘探工作，历时六年有余，极大地推动了山地物探技术的发展。参加野外采集、处理、解释攻关和施工的单位主要有石油地球物理勘探局、四川石油管理局、江汉石油管理局、胜利石油管理局、新疆石油管理局、滇黔桂石油勘探局、青海石油管理局等，初步摸索出了一套复杂地表区的表层调查、山地二维地震激发和接收方法、静校正量计算和基准面选取、叠前和叠后去噪、速度分析、叠加成像和偏移成像处理方法；研究和开展复杂地表区和碳酸盐岩出露区的三维勘探技术；探索碳酸盐岩储层解释及灰岩裂隙、溶洞、礁块的识别预测方法，利用多种物探和地质信息进行综合解释，实现处理解释一体化，取得了一批重要勘探成果，初步形成了一套山地勘探技术和方法。鉴于山地地质条件复杂，还有许多地区物探资料

质量仍不能令人满意，还需进一步攻关。但是，随着高新勘探技术和方法日新月异的发展，我们相信山地物探技术将会取得新的飞跃。为了总结山地物探技术，发展山地物探理论，给今后的山地勘探提供经验，作者在工作之余，编写了这本《山地地球物理勘探技术》。

在本书的编写过程中，陆邦干、赵化昆总工程师及石油地球物理勘探局有关专家审阅了书稿并提出了许多宝贵意见。川鄂湘项目经理部姚雪根、夏克忠、杨再旗、魏新善、王正元、杨治楷，四川石油管理局地调处朱北舜、胡奇谋、孙建库、胡一川、蔡元贵、伍志明、张明德、杨忠明、曾维君，江汉石油管理局物探处陈以顺、曾祖泽、杨玉军、周芝旭、张刚雄、李建明、曾祥华等同志给予了热情的指导和帮助，并提供了有关资料。本书的出版得到了江汉石油管理局物探处和四川石油管理局地调处的大力支持，在此一并表示衷心感谢。

由于作者水平有限，书中不妥之处在所难免，恳请读者批评指正。

作 者

1999 年 12 月于北京

目 录

1 绪 论

1.1 开展山地地球物理勘探的意义

山地是指相对平原而言的多山地区，它包括了低山丘陵、中高山脉和崎岖的高原等地区，在海相碳酸盐岩广泛发育的我国南方和西部，多为山地，山地地形约占全国陆地总面积的三分之二（见书后彩图 1－1－1）。

山地地球物理勘探在国内外已有几十年的发展历史，基本上形成了一套较为成熟的技术方法，并发现了许多油气田。但仍然还有许多山地区域，特别是以地表为碳酸盐岩出露，地下高陡背斜构造区为代表的地貌环境和地腹构造都十分复杂的地区，山地物探技术和方法尚未过关，仍属于世界性的难题。

国内山地物探工作，始于 1953 年在上扬子地台的四川境内以山地作业为主的地震勘探工作。虽然地形起伏大、坡度陡、植被茂密，交通条件差，但区内地表大部分为侏罗系地层覆盖，盆地内沉积相对稳定，地震反射特征明显，资料信噪比较高。1965 年原石油部组织 32 个地震队在川西、川西北、川西南和川东开展油气勘探大会战，为山地物探的发展奠定了基础。随后，在川东、湘鄂西、滇黔桂等地区陆续开展了山地物探工作。

在西部含油气区，即贺兰山－横断山以西地区，受印度板块挤压，盆地的构造特征属挤压型，呈北西西或近东西向展布。盆地周缘的一侧或多侧都以巨大的逆掩断层带或褶皱山系为界。山前带坳陷深、沉积厚，如昆仑山北麓和天山南、北麓山前形成的坳陷，其沉积岩厚度达 5000m 以上。山前带断层发育，并常伴有逆掩断裂带推覆构造、叠瓦状构造成排成带分布。山前坳陷斜坡上则广泛发育了地层、岩性圈闭或与构造相结合的复合型圈闭。

早期的石油勘探工作局限于地层露头较好、构造明显、油气苗较多的地区。由于当时条件的限制，勘探重点在盆地边缘的山前褶皱带、山前坳陷及山间小盆地。如最早建成、开发时间最长的老君庙油田，即位于祁连山北麓酒泉盆地的老君庙隆起带上。受祁连山北麓逆冲断裂的控制，老君庙隆起带上发育有青北断鼻构造和青草湾、鸭儿峡、老君庙、石油沟、大红圈等背斜构造。酒泉盆地先后发现了石油沟、鸭儿峡、白杨河及单北等油田。

位于天山和阿尔泰山之间的准噶尔盆地，其南缘发现了独山子油田，它和以后发现的齐古油田均位于乌鲁木齐以西天山北山前的逆冲断褶带上。在东起奇台、西至阿拉山口的整个山前坳陷，油气资源丰富。80 年代以后，在盆地东部的火烧山、沙丘河背斜带及帐北隆起等构造带上，找到了火烧山和北三台油田。博格达山前坳陷阜康断裂带中也发现了高产油气流。

50 年代，在天山南麓山前库车坳陷发现了南疆第一个油田——依奇克里克油田。近 10 年来在南天山山前的库车坳陷及整个塔北隆起上发现了十多个油气田，特别是 1996 年首次在克拉苏做了 200km^2 山地三维地震以后，1998 年就发现了克拉苏特大气田，天然气储量高达 2000 多亿 m^3。盆地西南边缘的叶城凹陷早在 1977 年就发现了柯克亚高产凝析油气田。在塔西南的喀什、叶城、和田等山前凹陷及整个铁克里克大断裂带上，均有良好的油气显示。显然，塔里木盆地周缘山地和山前带都是极有潜力的勘探区域。

吐哈盆地北靠博格达山，南有觉罗塔克山、西为喀拉乌成山，向东隐没于戈壁之中，属天山山间盆地，且在博格达山南缘逆掩推覆断裂发育。50 年代末仅发现了胜金口和七克台两个小

油田。80年代以来，在盆地内由北向南的推覆构造带中，先后发现了鄯善、丘陵、温吉桑、温西、丘东、米登、巴喀、鄯勒、疙瘩台等16个油气田或含油气构造。

40多年来，经过全国各石油勘探单位的共同努力，特别是1993年中国石油天然气总公司成立新区勘探事业部以来，把南方和中西部地区作为重点勘探地区，进行统一研究和部署，取得了一批重要地质成果，为战略展开奠定了良好的基础。其中在南方地区，至1998年累计完成地震测线约25000km，其中数字地震约18000km。但从整个南方海相古生界—中生界地层来说，原型盆地在古生代到中三叠世期间处于太平洋和特提斯域有利位置上，应当具有与世界其他太平洋和特提斯域类似的含油气特征和资源丰度。从目前各地发现的大量古油藏、1500多处油苗和钻遇古生界地层的井有一半以上都见到油气显示，充分说明南方油气分布是极其广泛的。在多次资源评价中，预测南方地区石油资源量在30～40亿t，天然气资源量有3～4万亿m^3。由于物探难度大，勘探方法尚未过关，因而勘探程度很低。到目前为止，在南方地区(除四川盆地外)以海相古生界一中生界地层为目标的地震勘探仅占全部地震勘探工作量的3%，在南方海相有利勘探面积达76万km^2的地区内，仍有80%的面积是地震勘探空白区。

纵观我国油气勘探发展的历史，可以说中国的油气勘探是从山地起步的。当时作出这种选择的主要原因是：(1)山地地表有丰富的油气苗显示，露头地层好、构造明显；(2)由于仪器、设备、技术、给养等方面条件的限制，没有能力上高山、下大海，以及挺进沙漠腹地；(3)石油地质理论和认识上的阶段性和局限性等。现在我国东部主要油气田都已进入开发中后期，稳产增储已相当困难；西部经过90年代的艰辛拼搏虽已找到了几个较大的油气田，但是南方众多盆地还一时难以找到期望的“大场面”。在这种情况下，加强南方和西部几个大盆地周缘山地和山前带的勘探势在必行，何况我国现在的仪器、设备、后勤支持能力、勘探技术和方法等方面均已取得了较大的发展和进步，完全有条件有能力加大山地勘探的力度。因此，应切实重视和加强山地勘探。

虽然，建国以来的勘探实践已使西部和南方海相地层的区域地质结构大致明朗。但要在比较有利的地区开展油气勘探，仍然需要进行物探技术方法的攻关。对于地表及地下条件均十分复杂的山地(特别是在石灰岩出露的低信噪比地区)物探工作，其成功的关键是寻求合适的地震装备、运载工具和物探数据的采集、处理和解释的技术方法。同时，针对工区地震地质条件复杂性及多变性的特点，因地制宜，灵活、周密地做好地震采集施工设计，是取得高质量地震资料和高勘探效益的先决条件。

由于计算机技术的飞速发展，地球物理勘探野外采集、资料处理和解释等方面的能力也在不断提高和增强。多道遥测数字地震仪发展迅速，道数一般超过千道，普遍采用了24位模数转换仪器，32位模数转换的仪器也正在研制之中。室内资料处理普遍采用并行处理和交互处理。这些都大大地推动了物探技术的发展。我们所面临的地质问题也越来越复杂，这就从客观上促使物探技术必须有较大的发展，才能适应油气勘探的需要。

随着多道地震仪及相关设备的发展，三维地震反射波法解决复杂地质问题的能力越来越被人们所认识，三维地震勘探所占物探工作量的比例在不断增加，几年前是在发现井后开始做三维地震勘探，现在已经发展为在钻探之前就要做三维地震勘探，大大加快了油气勘探的步伐。

鉴于油田开发阶段要对油气储层进行更深入细致的研究，物探技术已逐渐向油田开发延伸，三维地震、井间地震、VSP、时移(四维)地震等都可用于储层的描述和监测，并可提取井与井之间的储层连续性、不均匀性、岩性、孔隙度和渗透率等信息，结合地质、钻井、测井等多种资

料进行综合研究可进一步加深对储层的认识,提高采收率和增加产量。

在时间域处理向深度域处理转变方面,有代表性的技术是叠前深度偏移。地震勘探最终要得到的是地下深度模型,以往和目前多数计算站的做法是先在时间域进行处理,再用速度转换成深度模型。这样做的主要问题是复杂的构造和速度变化将影响时间域的成像。要解决这个问题就要在处理过程中同时解决速度模型和偏移归位的问题。目前深度偏移成像发展很快,有可能最终代替时间域的偏移成像。

采集、处理和解释一体化进程在加快,地震采集、处理和解释三大环节将在彼此分离40年之后,最终将汇集在一起。国外已有"实时三维地震成像"和"交互地震勘探"的史例。国内野外采集自1992年配备现场处理机以来,采集和处理的结合不断加强,在使用解释工作站后实现了叠后处理和解释的结合,目前野外数据采集、资料处理和解释一体化进程也在不断加快。随着计算机网络技术和通讯技术的飞速发展,采集、处理和解释一体化将为时不远了。

1.2 山地地球物理勘探特点

一个地区能否开展物探工作,采用何种方法和技术,主要取决于该地区的地震地质条件。山地物探工作特别是大面积碳酸盐岩出露地区的地震勘探,主要特点是地震地质条件复杂而多变,成像非常困难。

1.2.1 地表条件复杂

地表地震地质条件是指地表层地质剖面的结构和地貌特征,它决定着物探工作的采集施工条件及地震波的激发、接收条件。例如在南方古生界—中生界海相沉积盆地,经历了多次造山运动、长期风化、剥蚀,形成了现今复杂的山地地貌。通常,山地物探工作的地表条件复杂性主要表现在以下几个方面:

(1)地形险恶复杂,山高谷深坡陡,高差起伏大,相对高差约200~1000m。悬崖断壁多,呈V型峡谷,两崖相对,沟深流急。山区的潜水面虽然亦随地形起伏,但地形越高,潜水面越深,常常高山缺水,影响地震施工。山区道路崎岖且稀少,地震采集施工装备运输困难。国外在类似地貌的山区施工均采用直升机吊装钻机和运输采集装备。而国内绝大部分山地物探队只能采取将仪器搬下车、钻机分解,由人抬肩扛至工地,再组装后使用,采集施工条件极其艰苦。

(2)有些地区大面积石灰岩出露。例如鄂西利川鱼皮泽地区,在大约1000km^{2}的勘探面积内,石灰岩出露区占90%以上。通常只在岩石露头的缝隙或溶沟中有一些松土,不存在低速带。在森林茂密的较平缓地带,常遇到极其疏松的风化层,风化剥蚀严重,形成坡积物堆积,在沟谷区常见砂砾层,使地震钻井困难,激发条件差。这些砂砾层覆盖在坚硬的岩层上,且厚度变化剧烈,对地震波的激发和接收都非常不利。由于低降速带变化剧烈,难以建立准确的表层结构模型,静校正值变化大,且不易求准,静校正问题十分复杂。

(3)山地表层结构复杂多变。老地层大面积出露地表,且褶皱强烈,地面地层产状变化大,构造轴部常见地层直立、甚至倒转、破碎,溶洞、裂隙发育,对有效波的衰减、吸收、波形变化影响强烈。因此,地震激发、接收条件变差造成了记录的有效波能量弱,干扰严重,信噪比低,炮间和道间的记录品质变化较大,除面波、折射波等相干噪声和随机干扰外,尤其是山丘、山包、冲沟等造成的次生干扰,使原始资料的信噪比变得很低。同时,还产生强烈的原生和次生散射波干扰,足以淹没振幅较低的反射波,局部地段可使地震记录出现空白。

(4)山地植被发育，山坡被森林及荆棘覆盖程度高，给勘探通行和施工测量造成极大困难。为了保证测量的精度，有时必须沿测线砍伐，以形成通视及工程作业通道。加之山地气候变化大，阴雨、多雾天气时间长，都给地震采集施工带来众多不便。

1.2.2 地下构造复杂

地下地质条件是指地表层以下的地质构造条件和岩石物性特征，它涉及到地震波的传播和地震成像问题。

(1)"无山不推"，说明山脉形成过程中水平运动的挤压作用。由于水平运动的原因，使一些本来是沉积盆地范围内的地区，被一些变质的老地层掩盖起来。从表面上看，沉积盆地面积小，但揭开来看，沉积盆地面积大，即逆掩断层带的老地层之下掩盖着面积大的沉积岩。所以，正是在这些被变质岩老地层覆盖的沉积盆地中，仍有许多油气田等待我们去勘探开发，这就是油气勘探潜力之所在。

(2)通常由于受多旋回构造运动的影响，地下构造复杂，褶皱强烈、断层发育、构造陡峻、地层产状变化大。构造核部逆掩推覆形成的地质结构复杂化，远远超出了物探技术常规的假设条件。这使地下成像难度加大，没有一套专门的勘探技术是很难凑效的。

1.2.3 碳酸盐岩储层预测困难

大多数碳酸盐岩地区勘探程度低、资料少、认识程度肤浅，并且各地层反射系数差别小，阻碍了勘探和认识的深入。碳酸盐岩储层一般与裂隙和礁滩、岩溶及其次生变化有关，要查明裂隙的发育程度和礁滩、岩溶的形态和分布，进行储层物性研究，就需要有高精度的物探资料和先进的综合分析研究技术。

碳酸盐岩储层一般具有多套生、储、盖组合，含油气层系多，目的层在浅中深层均有分布。但储层多以裂缝、生物礁、鲕滩、古岩溶为主，储层类型多、结构复杂、非均质性强。

目前发现的许多油田都是受小幅度构造和小断层的控制，并且埋藏都较深。这些构造幅度一般小于50m，埋深多在3500～5000m以下。要搞清这些构造就要求提高速度精度、静校正精度和高程精度。但客观条件是地表复杂和地下速度横向变化大，这就使勘探精度难以提高。

随着油气勘探的迅速发展，地震资料不仅要能满足构造研究的需要，而且要能满足储层预测和非构造油气藏勘探评价的需要。这就迫使地震资料要有较高的信噪比和分辨率，在目的层较浅时(3000m以内)，勘探效果较好。而所面临的问题是目的层较深且信噪比低，这就要求在去噪和提高分辨率方面下更大的功夫，以提取更多的物探属性，为储层预测工作奠定良好的基础。

1.2.4 成本高、生产效率低

由于山地施工条件险恶，地形陡、植被发育，交通极为不便，所有装备物资几乎全靠人抬肩扛运输，还经常需要人工开路及绳索吊拉。所以，山区地震勘探通常采用异步施工的方式，即先组织专门的测量队和钻井队人员进行测量和钻炮井，然后再进行地震采集接收。这就导致劳动力密集，劳动强度大，施工周期长，效率低。目前，国内山地地震队根据工区环境和任务要求，通常每队人员数达400～500人。川鄂湘山区二维地震勘探成本几乎为平原地区的三倍，山区二维地震平均综合成本约为5000元/炮，而平原二维地震成本仅1600元/炮。

综上所述，在山地地球物理勘探中，影响物探数据质量的因素主要是与地表地貌和地下深层地质结构的复杂性、碳酸盐岩储层的特殊性等有关。因此，针对上述因素，必须选择合适的勘探装备和相应的技术方法，采用适用于复杂地表的精度高、性能稳定、轻便的先进地震仪、可控震源、钻机和其它装备。

同时，对工区的地形和地下地质情况作细致全面的调查和反复踏勘；对激发点、接收点的位置和高程要认真实测，力求准确，严把测量关；进行采集参数试验时不可只取少量的几个点段，就以点代面，而应该全面了解工区，尽可能多做一些有代表性的点段试验。

强化资料采集与处理、处理与解释工作间的相互衔接。山地物探工作的资料处理必须由解释人员提供地质模型，并进行有针对性的地质目标解释性处理，以使物探资料能更客观地反映地下构造的实际情况。

加强区域地质综合研究。综合利用地震、重磁力和电法、遥感、地质等资料，对属于同一体系的目标作为一个整体，研究造山带强烈活动对勘探目标的控制作用和影响，以便搞清区内的地质结构、构造发育特征、构造类型或样式。

1.3 山地地球物理勘探内容

山地地球物理勘探技术在已有适用技术的基础上，区别不同的地表和地下条件，采用相应的工作方法，解决不同的地质问题。90 年代以来我们取得了长足的进步，为高难度山区的地球物理勘探积累了经验，储备了技术，现已初步形成了一套山地地球物理勘探的野外采集、资料处理和解释预测的方法和技术系列，主要包括以下几个方面：

(1)形成了一套复杂地区的表层结构调查、静校正计算和基准面选取方法，提高了地震校正的精度。

(2)复杂地表区和碳酸盐岩出露区的二维和三维地震勘探采集技术，包括不规则三维观测系统设计和质量控制方法等。

(3)形成了一套地震资料处理方法和技术，重点是静校正、去噪、速度分析和偏移成像的方法，以及应用叠前深度偏移解决复杂构造问题。

(4)碳酸盐岩储层预测解释方法，利用物探、井筒和地质等信息，进行综合解释，实现了处理解释一体化，探索了碳酸盐岩储层(裂隙、岩溶、礁滩等)的预测方法。

(5)利用重磁电勘探和地面地质调查，充分发挥综合物探的优势，在地震施工前作好对盆地的初步评价。

诚然，从整体上讲，我国山地地球物理勘探技术还不够成熟，仍处于一定的进展阶段。但是只要继续加强科技攻关，把科研工作与生产密切结合，紧密围绕油气勘探目标，科学组织，大力发展配套工艺技术，就一定能增强解决复杂山地地质问题的能力，终将取得明显的勘探效果。

2 山地地震勘探采集技术

山地地震勘探采集技术是山地地震勘探的基础,它的主要任务就是获取有足够信噪比的可供解释的时间域或深度域的地下构造图像。只有得到具有高信噪比、高分辨率和高保真度的野外采集记录,才能为后续资料处理和解释提供优质的资料。山地地震勘探的前提在于要有先进的采集装备和运载工具。地震波激发是山地地震勘探的主要问题之一,山区的激发方式仍以炸药震源为好;通常以单深井或多井组合为主,激发岩性以含水岩石为佳。可控震源由于受地形和交通条件的限制,难以推广应用,但在山势较缓的地区值得使用。一般一个山地队应具备多种激发手段。山地地震勘探的观测系统,通常按目的层所需频率计算道距,以避免空间假频;在地层倾角大的地区,通常采用在地层下倾方向激发,上倾方向接收的观测系统;为减少侧面干扰和次生干扰,只有在无法布置直测线时,才可采用轻度弯曲测线。为了减少地形和陡倾角地层的影响,在山地地震勘探中大都采用多道小道距大排列、垂向大组合基距、对称或不对称中间放炮的观测系统以及高覆盖次数等。

从地表地形情况看,山地测线穿越平地、黄土层、山坡、山梁、冲沟、冲积扇、河谷及戈壁滩等各种地貌,地形复杂、起伏大。通常同一条测线各观测点的高差就达 50～200m 或更大,地形最大坡度达 60°以上。表层覆盖物主要是砾石、砂粒和黄土层等。

从表层地震地质条件看,表层结构复杂,低降速带变化剧烈,难以建立准确的低降速带模型,严重影响静校正。河床砾石及山前洪积区岩性疏松,对地震波的吸收衰减严重,深层高频能量的损失尤为明显。一些工区浅层还存在高速层等屏蔽带,使地震波能量难以下传,影响深层资料的品质。通常面波、浅层折射波、散射波等主要干扰波能量强,严重影响原始记录的信噪比。

针对上述困难和问题,只有从资料采集的每个环节入手,包括地震仪器、震源、钻机等的选用,激发因素、接收方式的选择,震检组合、观测系统等的合理设计,层层把关,严格施工,才能确保采集质量,获得满意的资料。

在地震采集技术中,应该根据野外实际情况,尽可能多地修改采集参数,以适应山地的自然条件。或者说山地物探工作者应把精力用于设计精细的观测系统,提高采集资料的信噪比和保持有效频带宽度。在保证勘探目标的清晰度和分辨率的条件下,应尽量适应山地地震勘探的地形和交通条件。努力提供完整的未畸变的数据集,采集参数应选择在时间和空间域上对波场正确采样,根据所需的频率和波数确定道间距和采样率,防止出现假频。当前,山地高分辨率技术、山地三维勘探技术、山地 VSP、纵横波联合勘探都在如火如荼的发展和研究之中。

2.1 山地地震勘探装备

油气勘探的需要和先进的装备推动了山地地震勘探技术的快速发展,由于多道遥测数字仪和大型计算机的应用以及不断改进,大大推动了采集、处理和解释技术的进步,增强了解决复杂问题的能力。特别是 90 年代以来物探装备的更新,山地地震勘探中多道遥测数字采集系统、GPS 卫星定位仪、全站仪、适用于山地不同地层的轻便空气钻机等装备的应用,克服了山地恶劣地形及缺水等诸多施工困难,为实现山地地震勘探突破提供了必要的条件。

2.1.1 测量仪器

石油地球物理勘探测量是利用大地测量资料和地形图,按照一定的测量程序和精度要求,把物探设计测线放样在实地,并精确地测定测线上各物理点的坐标和高程,为绘制各种图件提供基础数据。

山区物探测量要比平原地区困难得多。山区复杂的地形地貌条件对测量的精度要求较高,因此在平原地区测量采用过的经纬仪、测绳等已被陶汰,代之以GPS(全球定位系统)接收机、全站仪、红外测距仪进行实测。在国外,GIS(地理信息系统)和AUTOCAD(计算机辅助设计)已得到应用。我国现已普遍实现测量数据处理微机化。但是,山地地球物理勘探测量数据的无线传输、快速计算、成图等与国外相比,仍然存在较大的差距。

2.1.2 钻机

在山地地震勘探施工中,由于交通不便及山区出露岩层变化大,故对钻机要求既能适应不同岩层的快速钻进,又要求轻便、易于搬迁。国外队伍多使用适应不同地表环境和岩性的特殊钻机、多功能山地钻机,以及大功率车装钻机等。国内山地队伍在石灰岩地区及无水地区多使用WTRZ-305、WTRZ-307系列钻机,有水砂、泥岩层则较多使用QPY-30型轻便钻机(水钻)。以人抬肩扛搬运为主,钻井时效较低。例如在湘西四望山地区灰岩出露,炮井井位均位于三叠系嘉陵江组灰岩及二叠系灰岩中,由于测线附近基本上无通行条件,完全靠测量人员砍树开出"通视通道",采用人抬肩扛把钻机搬到井位上。经统计该区钻一口15m的炮井,平均时间为6~9h。

所以,在山地井炮震源的地震勘探中,地震钻机起着非常重要的作用,驰骋平原的车装钻机不灵了,特别是山高水缺的陡峭山区和崎岖丘陵只有靠人抬肩扛的轻便山地钻机才能施工。近20年来,我国曾先后引进了加拿大坎特拉公司的CT系列钻机,法国AMG公司的DT-150S钻机,日本石油凿井机制作株式会社的JP系列钻机等。它们在山地地震勘探钻井中发挥了较好的作用。

十几年来,我国不少厂家根据石油勘探市场需求,借鉴国外经验,也分别研制了各种型号山地钻机。如中国石油天然气集团公司地球物理勘探局装备制造总厂从1989年开始先后生产出了WTZ-30、WTZ-30A、WTZ-20、WTRZ-301、WTRZ-302、WTRZ-303、WTRZ-304、WTRZ-305、WTRZ-306型山地钻机,1999年又开发生产了轻便WTRZ-307型人抬山地钻机。中国石油天然气集团公司四川石油管理局研制生产的DY-30型山地钻机等,90年代初以来都成功地投入了山地地震勘探。另外还有湖南长沙探矿机械厂生产的QPY-30型轻便钻机,湖南衡阳探矿机械厂生产的XJ100-1型钻机等,都在山地地震勘探中立下了汗马功劳。国内外部分山地钻机主要技术参数见表2-1-1。

表2-1-1 国内外部分山地钻机主要技术参数表

钻机型号	CT-155	JP-30	DY-30	QPY-30	TD-150S	WTRZ-307
产地	加拿大(坎特拉)	日本	中国四川石油管理局	中国长沙探矿机械厂	法国(AMG)	中国石油天然气集团公司石油物探局装备制造总厂
钻井深度(m)	30	30	30	30	40	30
井径 ϕ(mm)	90	120	90	110	90	82~89
提升力/加压力(N)	15000/15000	2500/2500	10000/10000	9800/7360	1000/4900	15000/15000

续表

钻机型号	CT－155	JP－30	DY 30	QPY－30	TD－150S	WTRZ－307
产地	加拿大（坎特拉）	日本	中国四川石油管理局	中国长沙探矿机械厂	法国（AMG）	中国石油天然气集团公司石油物探局装备制造总厂
转速（r/min）	0～250	0～90	0～230	179，322	0～95	0～140
最大扭矩（N·m）					1000	830
空气循环系统最大压力（MPa）	1.5		1.4			0.8
泥浆循环系统（流量/压力，L·min^{-1}/MPa）	泥浆泵	高速离心泵 300/1.15	单螺杆泵 130/1.0	单缸双作用活塞泵 130/1.0		离心泵 650/0.26
搬运及钻机重量（kg）	人抬 714	履带车载式	人抬 839	人抬 320（主机）	人抬 949	人抬 1150

山地地震勘探钻机主要有以下特点：

(1)全液压。可以无级调速调压，以最佳转速和钻压钻井，钻井效率高，易实现自动化。

(2)多功能。采用多种钻进方式，可以进行泥浆钻井，也可以使用螺旋钻、刮刀钻、取心钻和潜孔锤等钻具进行回转、冲击或二者复合方式的钻进。

(3)空气清洗。利用质量轻、排量大的空气压缩系统和潜孔锤对付山高缺水地区的钻井。

(4)机动性强。可以快速拆装，轻便灵活，可以用人力搬迁，运输方便，使地震勘探能够深人到过去难以涉足的禁区。

现以国产 WTRZ－307 型钻机说明山地钻机的组件构成及用途。WTRZ－307 型人抬山地钻机主要由发动机、空压机、液压系统、泥浆泵总成、散热器框架、井架、动力头、潜孔锤、油泵框架、洗井管路等组成。钻机的组件如图 2－1－1。

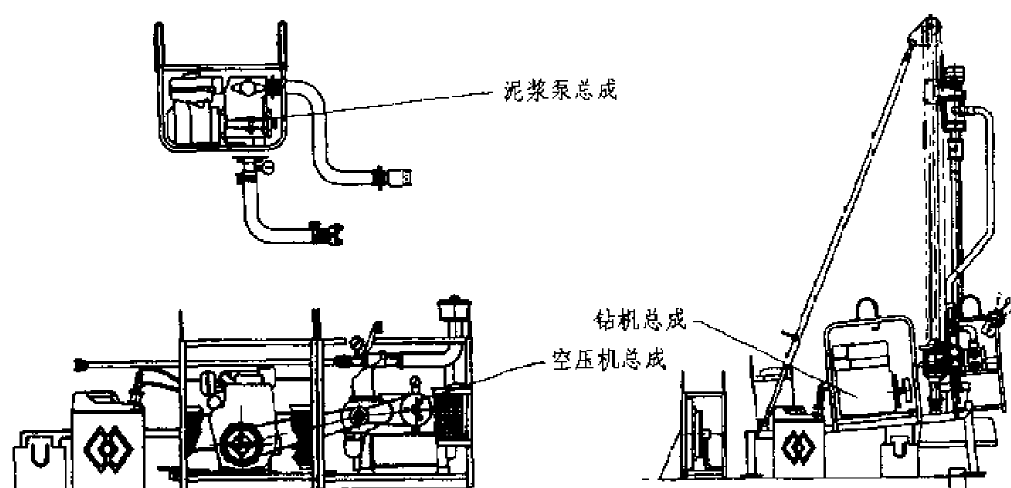


图 2－1－1 钻机的组件

图 2－1－2 为钻机总成，由柴油发动机总成提供动力，钻机为组合式框架结构，顶部驱动，采用液压传动控制钻具的旋转，加压及提升等动作。

图 2－1－3 为空压机总成，空压机是钻机空气及空气钻震击钻井的输气来源，压缩空气为钻井洗井介质来完成钻井作业。

图 2－1－4 为泥浆泵总成，泥浆泵是钻机钻井时输送泥浆的来源，为钻机井下作业提供洗井介质。

图 2－1－5 为山地钻机正在施工现场钻炮井。

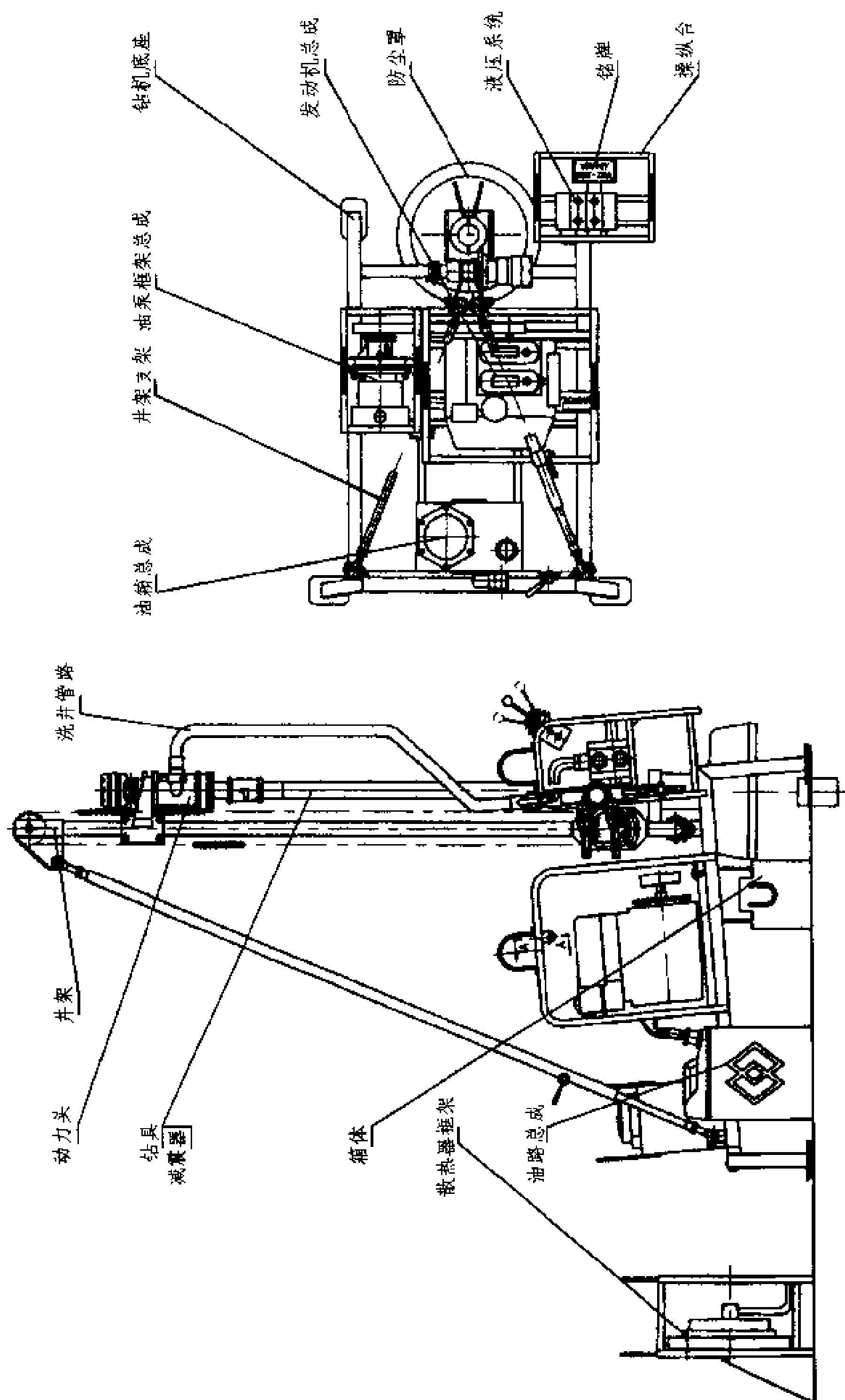

钻机底座
发动机总成
防尘罩
液压系统
铭牌
操纵台
油泵框架总成
井架叉架
油箱总成
洗井管路
井架
动力头
钻具
减震器
箱体
散热器框架
油路总成

图 2－1－2 钻机总成

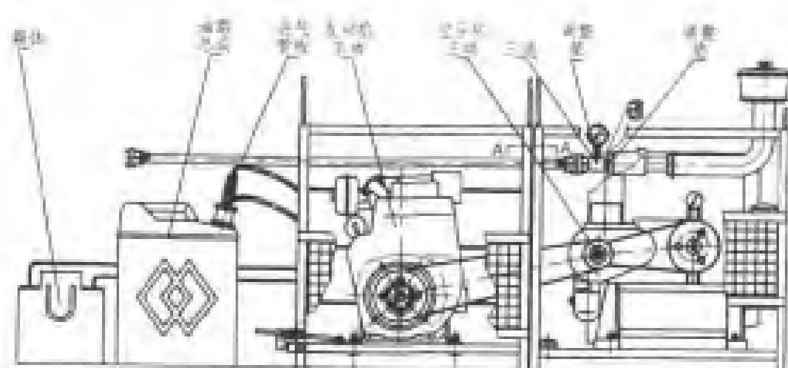


图 2－1－3　空压机总成

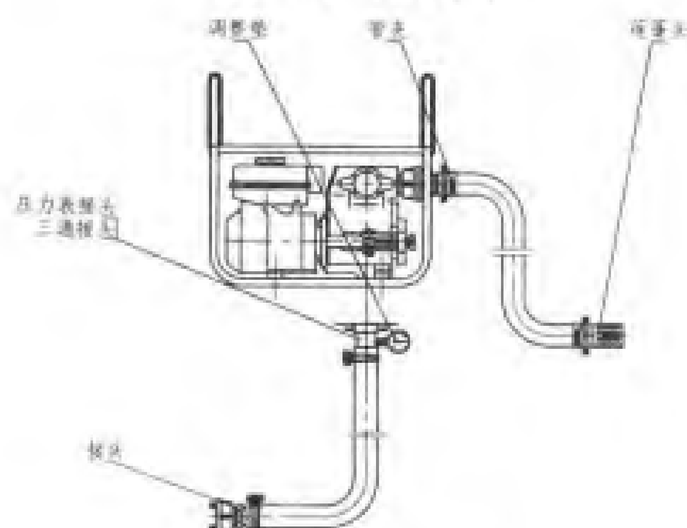


图 2－1－4　泥浆泵总成



图 2－1－5　山地钻机在钻井

2.1.3 震源

山地地震震源有炸药、可控震源、重锤、地震枪等。国内不少单位都进行过系统的专门试验。炸药是国内外应用于山地地震工作的主要震源,可控震源在国外有条件的地方应用较多,我国也正在起步。

目前国内使用的300多台可控震源主要有:小吨位震源(出力在140kN左右),如从美国莫兹公司进口的M12/602型、M12/602A型可控震源;中等量级震源(出力在200kN左右),如M18/612型、M18/615型及Y2700系列可控震源。使用较多的还有国产可控震源KZ-13型、KZ-20型和KZ-28型等(见图2-1-6),震动出力分别为130kN,197kN和275kN。1992年开始引进法国Sercel公司的VE-416和美国Pelton公司的ADVⅡ震源电控系统,大都装备在KZ-20型和KZ-28型可控震源上。它采用精确的相位测量技术和输出力控制技术,具有灵活的多种扫描方式、完备的质量控制功能和自检功能,能针对不同的地表地质条件,选择有利的激发方式和激发参数。对复杂地表地区,具有快速的自适应功能,能实时地对地面力信号进行振幅和相位控制,从而改善可控震源激发信号品质。



图2-1-6 KZ-28大吨位可控震源

目前国产大震源kN-28(图2-1-7)已经采用了最新的控制系统ADVⅢ,Pro和Trumble DSM实时差分GPS系统,极大地提高了整个系统的能力。虽然山地使用可控震源远比平原和戈壁沙漠少,但在山地探区的地势平缓开阔地段,大都可以使用可控震源。

由于可控震源对复杂地表良好的适应性和激发因素的可选择性,逐渐成为山地和山前带最重要的激发工具。尤其是在装备了AdvanceII AdvanceⅢ,Pro和VE-416,VE-432等先进的电控系统以后,使用起来更加便利。

激发因素中首先要选择好力控方式,使震源具有最强的输出力和最小畸变失真度。根据

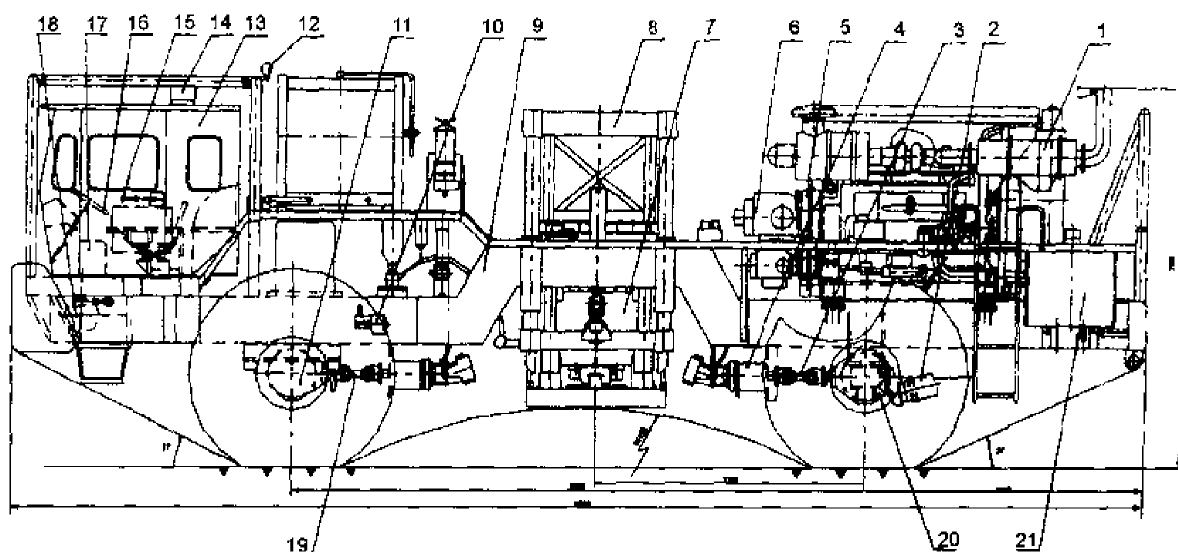


图2-1-7　可控震源的组件

1—动力总成；2—制动系统；3—后传动轴总成；4—变速箱总成；5—分动箱总成；6—液压系统；7—振动器总成；8—振动器框架总成；9—车架总成；10—气动系统；11—前桥总成；12—电气系统；13—驾驶室总成；14—空调系统；15—电控系统；16—转向系统；17—暖风系统；18—绞车总成；19—前传动总成；20—后桥总成；21—燃油箱总成

单炮记录的谐波干扰大小及目的层能量强弱，从系统提供的几种力控方式中选择最佳力控方式或驱动幅度。

山地或山前带一般以硬地表为主，大地的谐振频率往往较高（25～35Hz），应适当降低驱动幅度，提高激发优势信噪比，改善激发品质。可控震源震动台数越多，能量越强，增加扫描长度，深层资料变好，而振动次数对能量的影响不大。由于震源振动的低频畸变，震动次数越多，相关子波的叠加效果也会越差。因此，在有效激发能量和信噪比满足要求的情况下，震动台次不宜太高。

在选择扫描信号的频率和频宽时应注意：期望加强的有效信号频率应包括在扫描频宽范围内；绝对频宽越大，接收到的干扰波范围越大，干扰成分越复杂；起始频率尽量高于面波等低频干扰的主频；由于检波器的滤波效应相当于一个低截滤波器，扫描信号的低频设计应考虑所用检波器的固有频率；在地表疏松地区，应适当降低起始频率，而在地表坚硬地区，应提高扫描起始频率。

新型电控系统提供了多种先进的扫描方式。其中非线性扫描可达到对地层衰减进行补偿、加强高频成分，提高分辨率的效果。但要适当选取补偿系数和频宽，并注意这种扫描方式的适应性。例如在第四系砾石堆积较厚的地区，过多地增大高频并不能克服高频衰减，反而削弱较低频率的有效能量，所以，此类地区不宜采用非线性扫描。变频扫描是采用多个线性扫描叠加达到非线性扫描效果，以补偿大地衰减、加强主频段的一种扫描方式。变相位扫描是通过改变激发信号的初始振动相位，用相关后叠加的方法来消除谐波的一种扫描方式。这几种扫描方式与以前仅有的线性扫描相比，均有其优越性，使用得当，能明显提高资料的信噪比。

目前山地或山前带可控震源的使用还存在一些有待解决的问题，例如：低频拓展、低降速

带严重非线性、近震点机械干扰、近激发源与远激发源相移等。这些在以后的使用和研究中应受到足够的重视。

在国外，雪夫龙石油公司曾在南阿尔卑斯山脉对山地碳酸盐岩出露区的可控震源和炸药震源的地震采集作过比较。比较的结果是不但前者的信噪比和分辨率都较好，而且成本仅为炸药震源的一半。故在有条件的地方应尽可能使用可控震源。在山地地表与可控震源耦合不好的地区，只能使用井炮或坑炮激发，有时也可采用山上井炮、山下可控震源的激发方式。

2.1.4 遥测数字地震仪

适用于山地地震勘探的地震仪器，一般采用先进的遥测数字采集系统。遥测数字地震仪有以下特点：一是检波器接收的模拟信号就地转化成数字信号，避免了模拟信号在电缆传输中的衰减，也免除了传输过程中的各种干扰，这是提高采集质量的重大措施；二是遥测地震仪的采集能力，即记录道数和时间采样间隔，较常规数字仪要大1～2个数量级。这样的采集能力为缩小道距、增加覆盖次数，实行无时差组合奠定了基础。这类仪器具备有仪器监控和故障检测功能，对保证采集质量具有重要的作用。在70年代开始采用模拟地震仪进行采集，80年代以后投入了数字地震仪陆续替代模拟仪器。90年代以来，国外物探仪器厂商纷纷推出24位遥测地震数字采集系统，其性能更加完备、可靠，其轻便性和通用性更适合于山地及各种恶劣气候环境应用。在国内的山地地震勘探中，大多数地震队采用了24位模数转换的遥测数字地震仪，与国外地震队使用的采集系统水平基本相当。

由于遥测地震仪具有记录道数多、采样率及分辨率高、一致性好、抗干扰能力强、性能稳定、适用范围广等特点，因此成为山地地震勘探最主要的仪器。目前国内山地地震勘探常用以下几种地震仪。

System-2000遥测地震仪是美国I/O公司于1998年生产的，与中央控制上机配套的地面电子设备主要有采集站(MRX-ZL)、电源站(MCX-ZL)、交叉站(MLX-ZL)和数传电缆等。该仪器(图2-1-8，见书后彩图)实现了有线与无线遥测相结合，确保数据完整性；从勘探规划到预处理的全过程软件功能；远程存取和质量控制提高野外生产效益并降低采集数据的成本等。其主要特点有：

(1)远程存取(Telepresence)。

是I/O公司专有的对野外采集系统实施远程接入技术，它利用卫星通讯手段，可对野外系统进行远程实时监视，控制和联络。

(2)高效可靠。

该系统可检测出遥测通道故障，并调度冗余遥测能力保持系统继续工作；在每个功能级上进行的单元诊断测试和质量控制及质量保证检查，使系统工作可靠。

(3)轻便紧凑。

单VME箱体平面尺寸及底座位置与磁带机箱体一致，使两者能重叠安装在一起。它也是符合该行业最轻巧的中央记录系统和最可靠的地面遥测设备。

(4)设计灵活。

灵活的设计，使系统具有设备的兼容性和接近无限的扩展能力。

(5)操作简便。

综合图形用户界面，可控制所有采集作业和QA/QC操作；使用综合"流程题"方法，可以

轻易地学习掌握系统的操作使用;放炮的排列流动等均通过鼠标点击完成。

Opseis系列地震仪是国内应用最广的一种无线电遥控数据采集系统,由美国Applied Automation公司研制,其最新型Opseis-鹰系统1993年在国内用于生产,采用甚高频(范围216~220MHz、220~230MHz,间隔50kHz,可同时使用四个频率)传输,采集站发射和接收频率可以任选。使用定向天线,传输距离为13~24km。兼有射频遥测和线连遥测传输功能。主机系统有较强的排列布设能力,最多可布设128条线,可边放炮边布设采集站,并对采集站进行测试。采集站体积小、重量轻、功耗低,能用太阳能充电;壳盖密封,防水、防震,在-30℃~70℃,中央记录系统为5℃~50℃的环境温度下能正常工作。因此,Opseis-鹰系统无线遥测地震仪是地形复杂、气候和环境条件恶劣的山地地震勘探的首选地震仪。其最大缺点是易受电台和电视台等的高频无线电波干扰。

MDS-18X是HGS于1991年推出的电缆遥测地震仪,国内1993年开始使用。它的采集站体积小、结构牢靠;关键部位增设了减震器并有防水功能;采用集中供电方式,减少蓄电池的数量,降低了功耗;彩色监视器具有直观的实时排列监视功能;质量保证系统能消除一切人为错误,并自动记录采集过程中的辅助地震数据,例如操作员班报、静校正量和高程变化等。

SN388和Vision分别是Sercel和HGS于1992年推出的,它们与System-2000一起号称是当今世界上最先进的电缆遥测地震仪。SN388有便携式、直升机支持式及车载式多种配置。便携式采集箱体(用于炸药震源)总重仅22kg,可同时进行采集和记带工作,采集单元6道站总重才3.85kg;其独特的采集处理箱体(可控震源或炸药震源)可同时进行采集、噪声编辑、相关叠加和记带等4项工作;24位模数转换技术的应用及不设置任何模拟滤波器,使其谐波畸变仅为0.0003%,而瞬时动态范围可达120dB,这样就能获得高精度的既无温度漂移又无最小相移及线性相移的理想记录。Vision是MDS-18系列的改进型,号称全系统,其中央记录仪功能齐全;可配置质量保证系统和现场处理系统,通过彩色测线监视器能显示排列情况和环境噪声幅度;采用24位模数转换技术,并在前放和主放之间增加平衡滤波器以加强高频信号;系统采用集中供电方式,可用太阳能充电。这些特性均有利于其在山地地震勘探中的应用。

国内山地地震勘探所用的地震仪还有DFS-VII、SN368及国产的SK-1004、SK-1005等型号。它们也都是遥测地震仪,尤其是SN368系统,通过软件版本升级、装备相关叠加器和数字绘图仪,使仪器具备井炮和震源双重作业能力,且现场质量控制能力和自动化程度大大增强。DFS-VII采用光缆传输,其抗拉和抗折性差,易出故障且维修复杂,因而,影响了它在地形变化剧烈的山地地震勘探中的使用。SK-1004型是石油物探局仪器厂1990年推出的炸药震源和可控震源两用遥测地震仪,SK-1005A型是改进后于1993年推出的轻便式遥测采集系统,其重量和功耗大大减小,更适合山地复杂地形的资料采集。这两种国产遥测地震仪基本能适应山地地震勘探,但其综合性能与国外引进遥测地震仪相比,还有一定差距。

2.1.5 运载工具

由于工区施工条件恶劣,地形陡峭、植被发育、交通极为不便。通常,在地形相对较缓的山区,可以广泛地使用直升机运输,适用力强、时效高。但在地势险峻、气候恶劣的高大山区,除配备直升机等运载工具外,还需配备越野能力强的山地汽车和大量使用人力和畜力。

2.1.6 现场处理系统

现场处理系统通常由硬件和软件组成，硬件包括工作站或高挡微机、绘图仪、磁带机等；软件包括 PROMAX、GRISYS 等。配置现场处理系统可很快得到初步叠加剖面，从而进行现场质量控监，并及时将采集参数调整至最佳，这对山地地震野外采集困难的地区是至关重要的。

2.2 地震采集方法论证

为了进行野外参数的选择，非常需要一套采集方法论证技术。建立采集参数预测、野外试验、资料量化分析和确定生产因素的工作流程，为提高野外采集质量发挥重要作用。

由于不同地区的山地地震地质条件各有其特点，每个勘探阶段的地质任务要求不同，所采取的勘探技术方法也有所不同。

野外采集施工中主要采集参数的选择与地震波的传播速度、反射时间(界面深度)、地层产状、地震信号主频、地震有效波及干扰波的视波长等诸多因素有关。需针对山地地震地质条件，综合考虑上述诸多因素，优选最佳观测系统参数。

为了提高野外采集设计的水平，使其科学化、规范化，应该推广使用采集设计应用系统。野外采集设计通常包括三个部分，即采集参数论证分析、测量和静校正计算以及现场质量控制。

采集参数论证分析包括纵波、横波、转换波、二维、三维、弯线等地震勘探采集参数的预测及计算，通过对地表模型和地下模型的建立和分析，计算激发因素、接收因素、观测系统和覆盖次数等。

测量和静校正计算包括按测量技术标准要求的各种测量数据计算和复杂地表的表层数据采集和多种静校正计算方法。

现场质量控制系统包括数据转录、解编、初至波拾取、记录分析评价、覆盖次数检查和仪器月检处理等。

确定野外采集参数的传统做法，一是根据以往所观测的资料凭经验确定，二是通过试验的简单分析确定。对复杂地表区，由于老资料或所观测到的试验资料品质比较差，上述做法带有很大的盲目性，往往得不到好的效果。因此，建立一套系统的、科学的野外采集参数分析的方法以缩短试验周期，提高采集质量。

2.2.1 建立模型

山地地震采集方法论证，首先根据工区内不同地表地质条件和地球物理特征以及要解决的主要地质问题，建立不同的表层模型、地下地质模型(图 2-2-1)。表层模型要有代表性力求准确，它主要包括地面地形高程、低降速带的厚度和速度、地层出露时代和岩石的产状以及不同地层的速度等。地下地质模型主要包括最浅、最深和主要勘探目的层的深度、厚度、速度、地层的产状、最大倾角和断裂要素等。同时，还需要考虑探区以往老资料和其他参考资料，以及存在的主要问题，将各种复杂的地质模型转换成数学模型，通过对各种地球物理参数进行计算和定量分析对比(参见图 2-2-2～图 2-2-8，其中图 2-2-4 和图 2-2-7 见书后彩页)，再经过试验或二次方法论证，确定最佳采集方法。

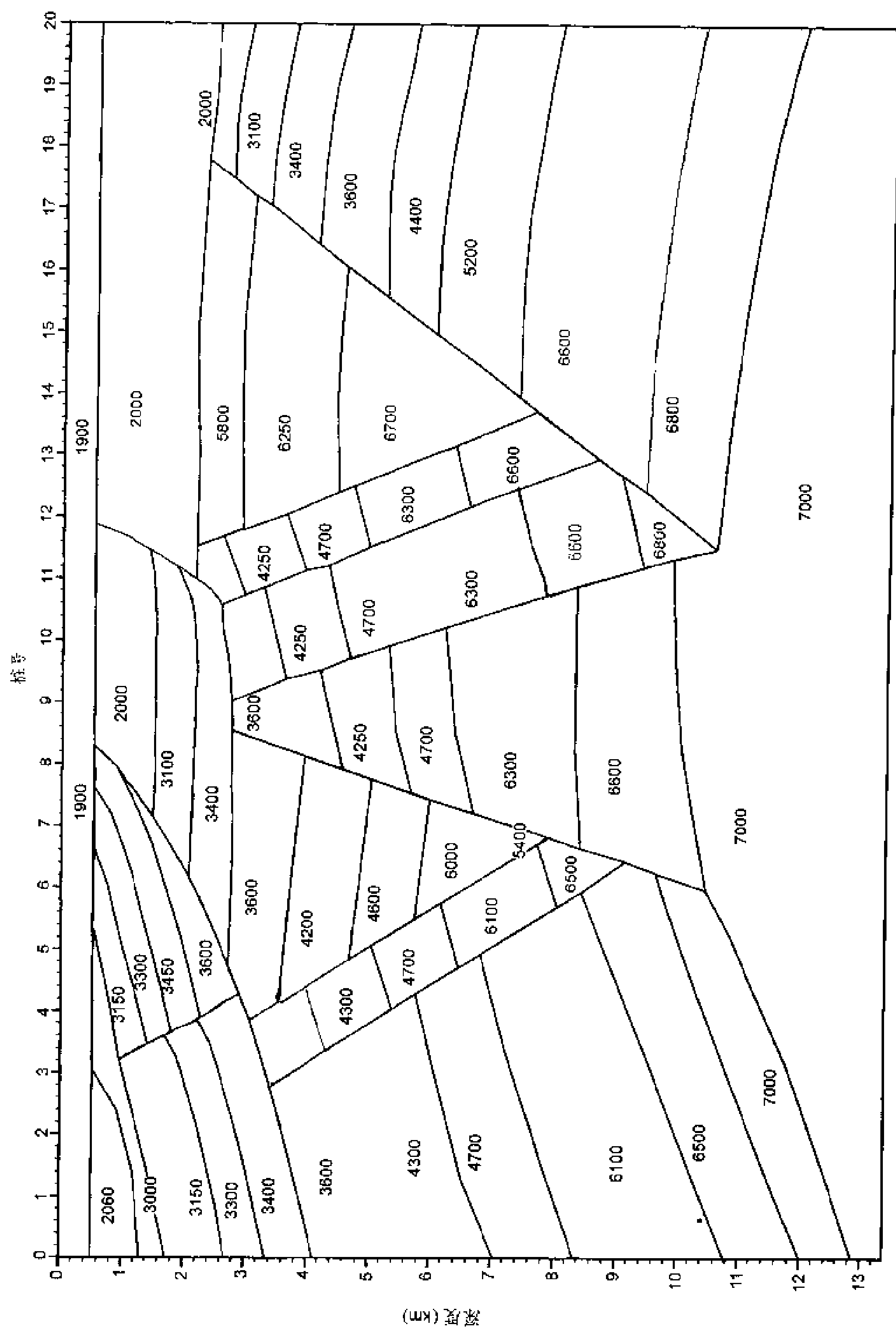


图2-2-1 地质模型(图中速度单位:m/s)

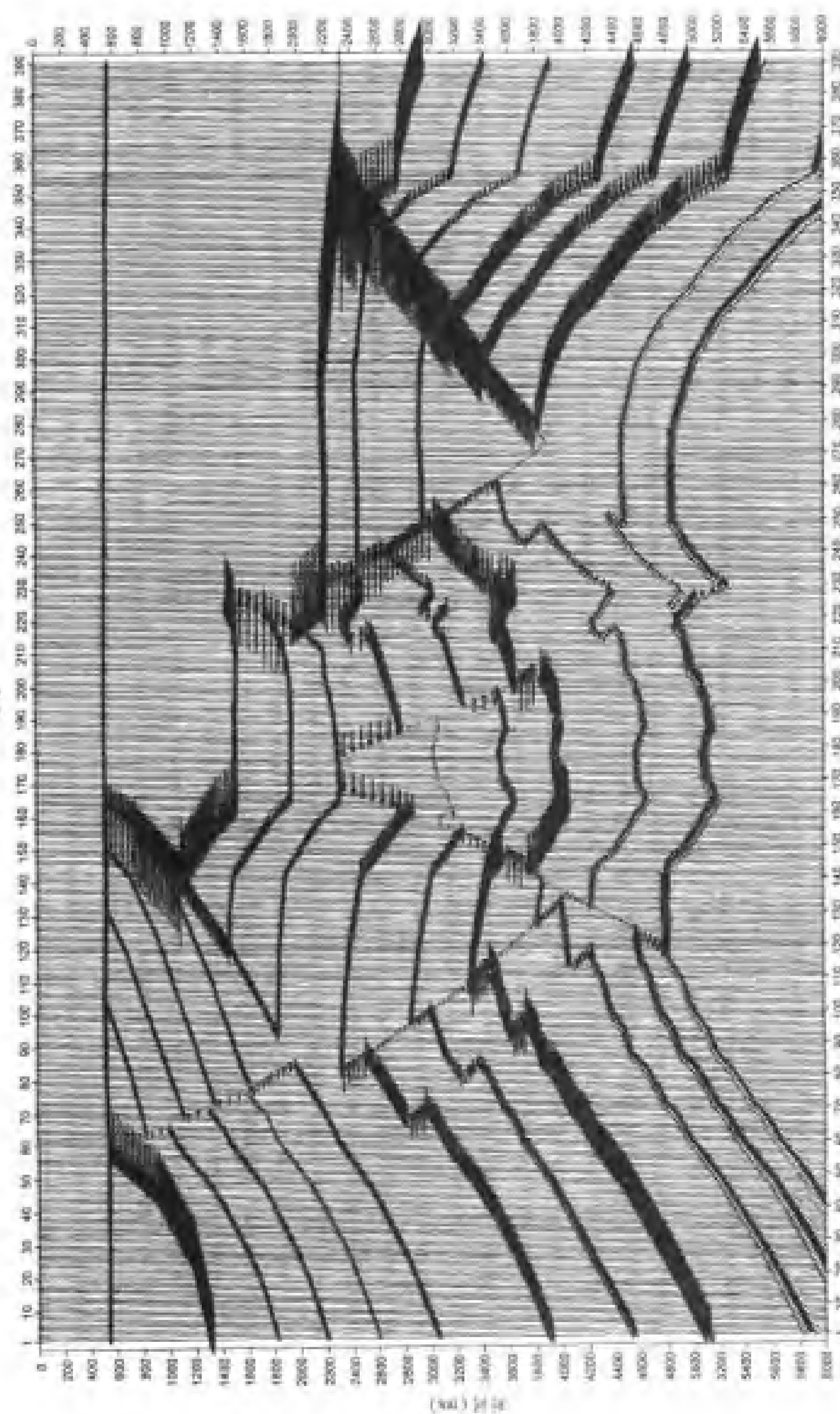


图2-2-2　图2-2-1的理想偏移时间剖面

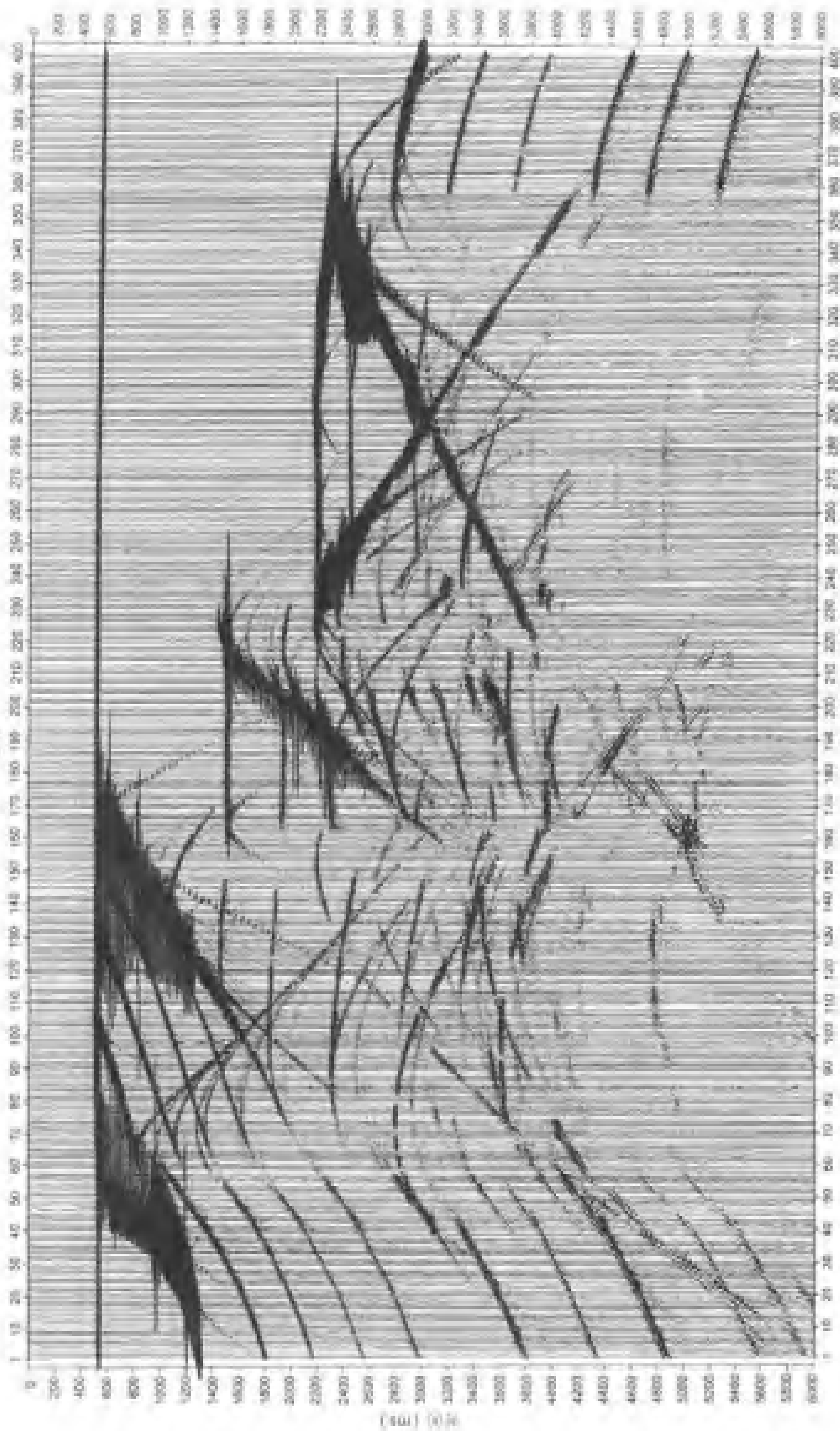


图2-2-3 图2-2-1的理想叠加时间剖面

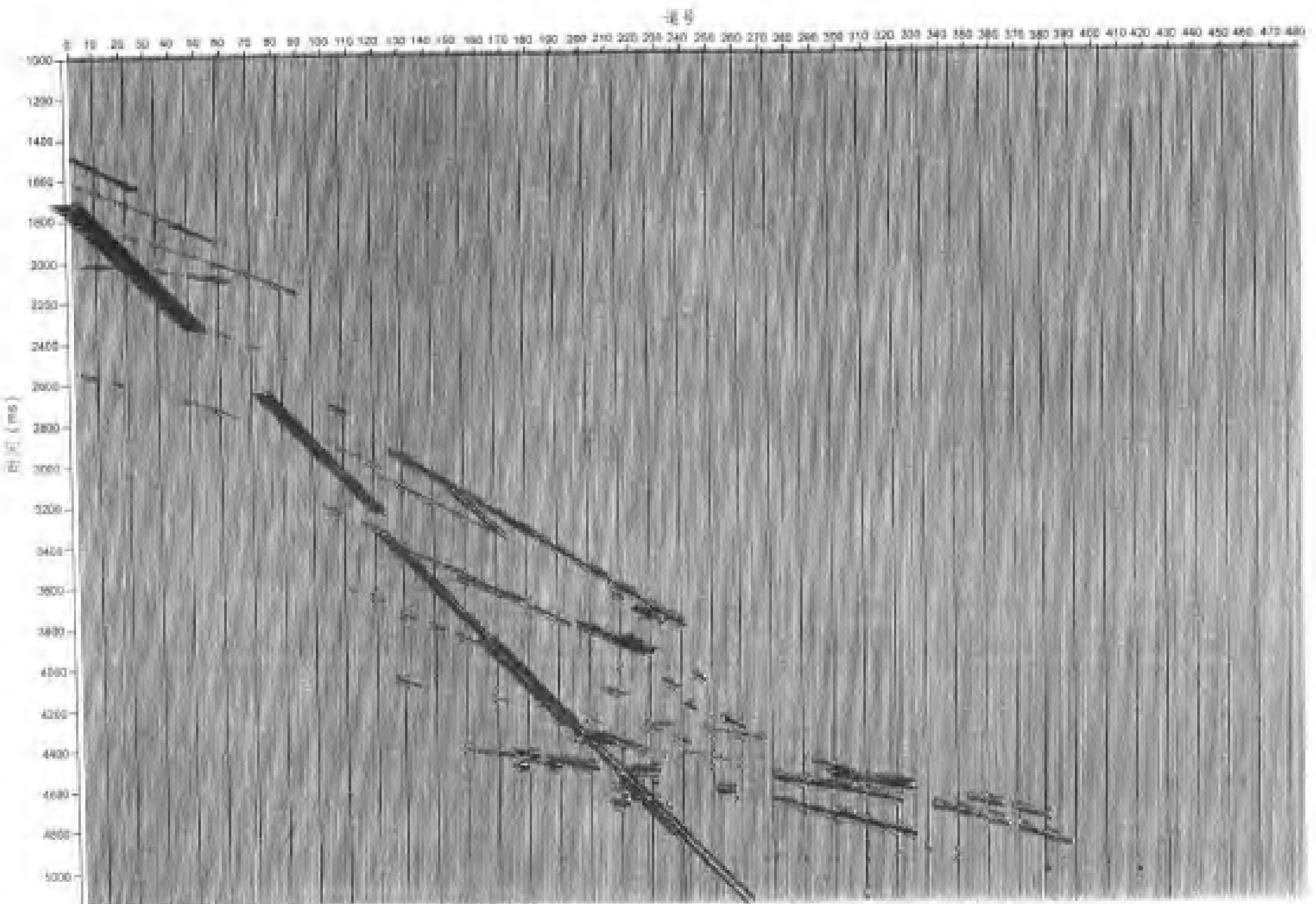


图2-2-5　图2-2-4中全部目的层的反射波记录

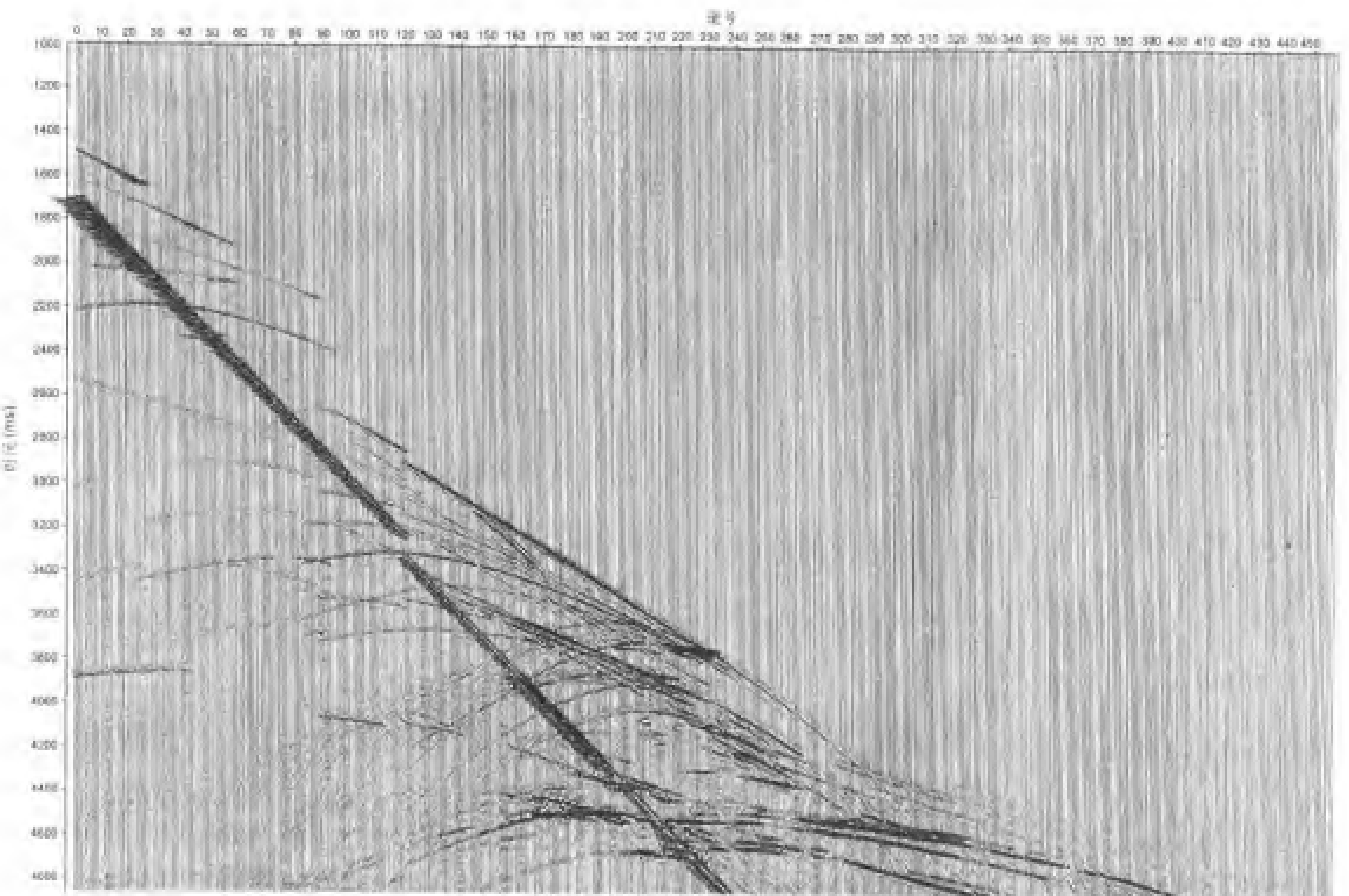


图2-2-6　图2-2-4中全部目的层的反射波和绕射波记录

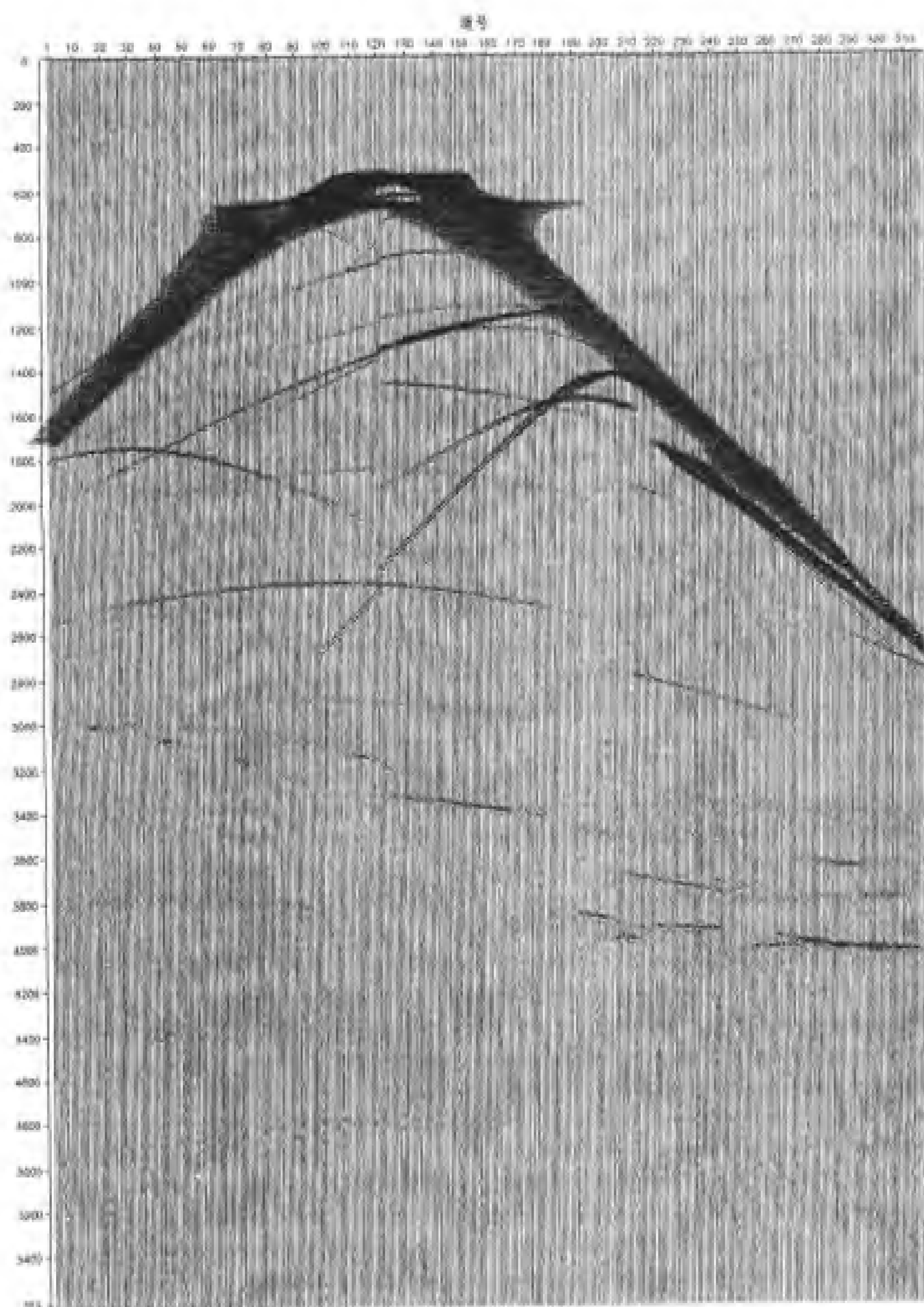


图2-2-8　图2-2-7的模拟记录

2.2.2 激发

2.2.2.1 井炮激发

井中炸药震源是最常用的激发方式之一。在有条件打井的地方，都应尽量采用井炮方式，激发主要取决于激发点周围的环境。

井炮激发参数主要有三个：药量、井深、组合井数。这三个参数不是完全独立的，相互之间有其内在联系。

炸药类型和药量选择

炸药类型从成分上可分为硝铵和 TNT，从爆速上又可分为高速（高密度）、中速（中密度）、低速（低密度）炸药。选择炸药类型主要考虑炸药特性阻抗与周围介质特性阻抗的匹配。

能量转换关系

炸药爆炸之后，根据岩石介质应力状态的变化，从震源附近开始，介质大致可以划分为三个区域：岩石破碎区、可塑区（非弹性区）和弹性区。从能量观点来分析，每次爆炸，在岩石破碎区内，都将消耗大量爆炸能，只有很少一部份转换为弹性能。这种能量转换关系，可用能量转换效率 e 来描述。

$$e = W/u \tag{2-2-1}$$

式中，W 为弹性振动能；u 为爆炸能；e 为能量转换效率，e 越大，能量转换效率愈高。

由上式可见，在爆炸过程中要提高爆炸能、弹性能和转换效率，就必须减少爆炸能的非弹性消耗。在爆炸的时候，能量的激发不但与震源强度、作用力的性质有关，而且还与爆炸介质的材料性质、密度大小、结构特点等有关。因此，为获得一个高效率的能量转换关系，就应当综合利用这些物理性质。

单位冲力与介质密度

爆炸物理学认为，爆炸的机械作用可用单位冲力的大小来描述，它取决于药柱的大小和爆炸点受力点间的距离。当然同炸药类型有关，但变化不大，只要保证爆炸完全，它们在相同条件下，几乎产生相同大小的冲力，因此在计算时可以忽略。设炸药量为 Q，爆炸点到受力点间距离为 R，则单位冲力 I 与 Q、R 有下列关系

$$I = K\frac{(\sqrt[3]{Q})^2}{R} \tag{2-2-2}$$

式中，K 为与介质密度有关的系数。

在密度不同的介质爆炸时，单位冲力值是不同的，在介质不是很坚固的爆炸点附近，介质可以被破坏的情况下，冲力的大小与介质密度的立方根成正比，即

$$I \propto \varphi\rho^{1/3} \tag{2-2-3}$$

式中，ρ 为介质密度。例如在水中爆炸，单位冲力比在空气中大 9.3 倍。因水的密度大约比空气大 800 倍。在土壤中爆炸，单位冲力可比空气中约大 12.1 倍。

以上分析说明，在不同介质（如空气、水、土壤）中爆炸时，爆炸单位冲力是不同的。由于爆炸效果与爆炸单位冲力是有关的，因此在爆炸地震学中都力图通过适当的爆炸方式，在适当的条件下，获得较好的爆炸效果。在山地地震勘探中，在坚硬的岩石中爆炸是经常的事。在这类介质中爆炸，为了获得高效率的能量转换关系，必须掌握两大技术要点，即阻抗匹配、井孔孔径和药柱直径的耦合度即几何耦合度。

炸药特征阻抗与介质阻抗匹配

当炸药特征阻抗与围岩介质阻抗相匹配，即 $\rho_{药}\cdot V_{岩}=\rho_{岩}\cdot V_{岩}$ 的时候，爆炸产生最佳能量

$$Z=\rho_{药}\cdot V_{岩}/\rho_{岩}\cdot V_{岩} \tag{2-2-4}$$

式中，Z 为阻抗耦合度；Z 越大效果愈好；$\rho_{药}$ 为炸药密度；$V_{药}$ 为炸药爆速；$\rho_{岩}$ 为岩石密度；$V_{岩}$ 为岩石中波速。

例如，同为石灰岩介质：$\rho_{岩}=2.5g/cm^3$，$V_{岩}=5000m/s$，若采用高密度，高爆速药柱（$\rho_{高}=1.4g/cm^3$，$V=5000m/s$）与中密度药柱（$\rho_{中}=1.2g/cm^3$，$V_{中}=4000m/s$），则：$Z_{高}/Z_{中}=1.4\times 5000/1.2\times 4000=1.46$（倍），可见爆炸效果提高，实践也证明了这一点。

几何耦合度

药柱直径与井孔直径相等时，爆炸效率最佳。但实际上只有在能顺利下药的情况下，药径与井径尽量接近，用几何耦合度衡量

$$J=\varphi_{药}/\varphi_{井} \tag{2-2-5}$$

式中，$\varphi_{药}$、$\varphi_{井}$ 分别为药柱直径和炮井孔径。

例如，在石灰岩区使用风钻，孔径为 85mm，高密度药柱直径为 65mm，则 $J=76.5\%$，加上水和泥浆充填，闷井，几何耦合度相当高。

地震波振幅随炮检距离和炸药量变化的关系

$$\begin{cases} A_1-A_2=2.78\times 10^3 Q^{0.075}\gamma^{-1.2} & （泥岩）\\ A_1-A_2=3.3\times 10^3 Q^{0.25}\gamma^{-1.8} & （砂岩）\\ A_1-A_2=5.01\times 10^3 Q^{0.41}\gamma^{-2.2} & （灰岩）\end{cases} \tag{2-2-6}$$

式中，A_1-A_2 为加速度值（波峰值）；Q 为药量；γ 为炮检距离。

根据上式数据分析可知，不同岩石中增加激发药量其反射能量效果是不同的。例如，激发药量从 6kg 增至 18kg 时，泥岩增加 8%，砂岩增加 31.6%，灰岩增加 56.9%。同时，表层低速带使地震波衰减严重，炮检距小时，井下接收与地面接收差异大，炮检距大时差异小，不同岩石的振幅衰减差异很大，以灰岩衰减最快。

不同岩石中爆炸破坏圈估计

在室内用 10m 深井中的砂岩、灰岩岩心进行了抗压强度、杨氏模量、泊松比、纵波速度、压缩、拉伸等试验。由于岩心微裂缝影响，抗压强度差异很大，如灰岩最高达 $1200kg/cm^2$，最低 $746kg/cm^2$；砂岩最高 $686kg/cm^2$，最低的仅 $460kg/cm^2$。因此，在同一岩性中激发，由于其结构、受力、风化程度不同，激发效果差异很大。

在野外实地测量中，根据距爆炸点 2m 的地下传感器破坏情况实验，得出了以下经验关系式

$$\begin{cases} R=0.289Q^{0.32} & （砂岩）\\ R=0.584Q^{0.30} & （灰岩）\end{cases} \tag{2-2-7}$$

从而得出破坏圈半径的经验公式如下

$$\begin{cases} R=\dfrac{2.09\times 10^4 Q^{0.41}E}{\delta_b {C_P}^2}\times 0.83 & （砂岩）\\ R=\dfrac{1.38\times 10^4 Q^{0.25}E}{\delta_b {C_P}^2}\times 1.25 & （灰岩）\end{cases} \tag{2-2-8}$$

式中，R 为破坏圈半径；E 为杨氏模量；δ_b 为破坏强度；C_P 为纵波速度。

激发井深和组合爆炸井数选择

通常在有条件打单深井的的地方，都应采用单深井激发，而不宜采用浅井组合激发。单深井井深应在潜水面以下，岩层潮湿，压实和胶结程度好；虚反射对激发子波的反射改造作用弱；有利于激发能量的下传。

根据虚反射滤波特性和激发子波求取公式，可计算其频谱，确定子波能量，来选择井深。这是一种定量计算的方法，它计算了能量，考虑了激发子波的频率特性和虚反射的滤波特性，是一条很好的途径。它的效果取决于这些计算公式所采用的模型与实际模型的符合程度，以及计算本身的近似程度。

当打单深井困难时，就采用浅井组合爆炸。要选择合适的组合井距和组合井数。组合井距的选择应使爆炸所产生的非弹性形变带不互相连通，即浅井组合井距 D 应满足下式

$$D \geqslant 2R_0 \tag{2-2-9}$$

由于组合井比较浅，每口井的药量不宜太大，可通过多口井组合来保证激发能量。但是组合井数过多，组合距离过大，每口炮井又存在一定的高差，那么激发效果变差。通常有如下经验：

(1)组合距离小于二分之一道距；

(2)同一激发点所有炮井的高程最好在同一个平面上，当条件不能保证时，相对高差不宜大于 2m；

(3)采用双排井比采用长距离的单排井效果要好；

(4)深井的组合井数比浅井的组合井数可以减少，但总的药量不能减少。

根据上述经验，通过现场试验来确定工区所采用的组合井数。通常，组合井数越多，穿透能量越大，消除噪声能力增强。另外，大面积范围内的大炸药量的爆炸，引起面波、声波增强，经济成本增加。所以，确定药量、井深、组合井数的原则是：在勘探目的层段获得最高的信噪比资料，使最深勘探目的层能量适中，可采用封井激发以提高深层反射能量和频率。

2.2.2.2 可控震源激发

震源的选择主要由表层条件来决定。当允许钻井时，一般采用单深井炸药震源、组合井炸药震源，炸药震源可以产生对称的 P 波波场。在山前巨厚砾石区，打井十分困难，坑炮效果不好时，可选择可控震源激发。垂向可控震源可以产生垂向 P 波和横向 S 波组成的非对称的波场。剪切可控震源可以产生横向 P 波和垂向 S 波组成的波场。采用垂向可控震源时，大约有 60%的能量产生面波，20%～25%的能量产生横波，而只有 7%～10%的能量产生纵波。能量遵循震源方向特性向介质辐射，纵波波前曲线为圆形，其圆心就是荷载施加在地面的那个点。横波波前曲线形态复杂，其辐射最大值与地面垂直方向成一定角度，角度的大小与纵横波速度比有关。

可控震源激发的波场与炸药脉冲激发的波场既有相似之处，也有许多不同的地方。首先，二者都产生面波、折射波、反射波、反射－折射波以及一些不规则的随机干扰。面波频率较低，可以将扫描信号的频带上移，使面波得到衰减。折射波强度一般低于面波，并且随炮检距增大，它们缓慢衰减，视频率一般在 20～30Hz。微震的来源主要是风和工业干扰，工作中的可控震源和其它技术设备也能在测线上引起噪声。微震的水平与许多外部因素有关，且随时间有明显的变化，因此微震的相关半径一般不大，不会超过生产中采用的检波器组合的组内距。同

时，脉冲震源记录和可控震源相关记录性质是不同的，相关记录道是反射扫描信号和真扫描信号的互相关函数序列，其反射信号是一理想的零相位振动，极大值是反射信号的到达时间。脉冲震源记录反映的是检波器所在位置介质质点的振动，通常假设是最小相位的，信号到达时间对应于波至，由于噪声背景的影响，波至无法识别，采用波至后续强相位来检测反射信号。其次，在没有吸收和其它干扰的情况下，互相关函数主极值的视频率对应于扫描信号的平均频率，脉冲震源记录道没有这个特性，地震波的频率成分也可能有差别，相关记录上的振动趋于线性扫描信号的平均频率。第三，可控震源还会存在一些特殊的干扰，例如二次谐波，就有较强的能量，频率为 10～45Hz 的扫描信号将在 20～90Hz 的频带内有谐波伴生，因此在相关记录道上，除了主要反射波之外，还会出现谐波分量所产生的伴生波，它们构成相对较高频率成分的波组。除了伴生波以外，相关函数的次极值在记录上也会有影响，它表现为平行于强波的同相轴，或者表现为超出不规则干扰强度的噪声。

为了获得高分辨率、高信噪比和具有较大动态范围的相关记录，必须选择合适的扫描信号类型。当前应用最广的是线性频率调制扫描信号，频率变化大于 2～2.5 个倍频程，确保相关函数主峰值以外振幅能快速衰减；振幅谱的包络线要光滑，矩形均匀谱的信号不是最佳扫描信号谱，可控震源激发的和地震检波器接收的振动，在高频段具有不同的频率特性；可控震源与大地相互作用产生的谐振现象，影响其频谱特性；以及矩形谱边界频率截断所产生的吉普斯效应等。

可控震源主要参数

可控震源的应用效果取决于以下主要参数：扫描频宽、扫描长度、扫描次数、可控震源台数和地面力。

扫描频宽

扫描频宽是通过定义扫描最低频率 f_{min} 和最高频率 f_{max} 来确定的。最低频率应该比所用地震检波器的主频高 1～2Hz 以上。应能保证震源组合稳定并同相地进行激发，要与主频最低的目的层反射信号相对应，同时要考虑尽可能地减弱低速面波干扰。所有这些条件并非往往能同时满足，因此在每一种具体情况下，要根据波场特点及有效波和干扰波的频谱来进行选择。例如在强面波的情况下，适当提高扫描信号的最低频率以衰减干扰。相反，在勘探深部地层时，必须降低信号频率，而将用其它方法来衰减低频干扰。扫描信号的最高频率，应低于时间采样间隔所限定的仪器上所使用假频滤波器的截频，当 $\Delta t = 2\text{ms}$ 时为 125Hz，当 $\Delta t = 4\text{ms}$ 时为 62.5Hz；同时又要保证扫描信号的频带宽度，尽可能地达到 2～2.5 个倍频程，从而使相关记录有足够的分辨率。为了压制规则干扰，可以用下式来选择 f_{min} 和 f_{max} 的范围

$$f_{max} \leqslant (v_S / v_R) f_{min} \qquad (2-2-10)$$

式中，v_S 为有效波的视速度；v_R 为干扰波的视速度。

式(2－2－10)只适用于 $v_R \ll v_S$ 的情况，对于高速规则干扰波，该式不适用，同时也不能通过选择频宽来对它们进行衰减。

扫描长度

扫描信号长度决定着可控震源将某一频率范围的能量注入地下的时间长短及能量的大小，以及相应的勘探深度和对微震背景的抗干扰性。实践证明，降频扫描时，采用较长的扫描信号，可使伴生波记录在有效波的范围之外。扫描长度可通过现场试验来确定，一般为 8～20s。

扫描次数

增加扫描次数可以达到消除噪声的效果，提高信噪比，例如增加扫描次数可以大大减小大炮检距道上的风噪声。每个震源点总的扫描时间一般选择在 80～160s 的范围内，并考虑较少的扫描次数和较大的扫描长度。

震源台数

实际施工中，通常采用 3～5 台震源激发。用单台可控震源达不到用多台可控震源所取得的消除噪声的优良效果。如果通过多台震源同步向前步进，就可以得到一个加权组合图形，得到所需要的组合方向特性曲线。合适地选择震源步进长度可以有针对性地衰减噪声，例如小的震源步进可以降低近道的声波和面波干扰，大的震源步进有利于增强多次波。因此，要十分谨慎地选用大的步进。

地面力

提高可控震源的驱动幅度，加大震源对地面的作用力，有利于激发能量的下传和提高数据的信噪比。实践证明，地面力对信噪比的影响，要比扫描长度、扫描次数和扫描频宽的影响大得多。

非线性扫描信号

非线性扫描信号，主要是平滑和修正谱的包络线形状，避开干扰波频率进行激发，以及增加给定频率范围内辐射能量的比重。它的频带要从地质任务和具体条件出发，并根据线性频率调制信号来选择。例如，要避开高压线干扰，复合信号可以由截止频率分别为 18～48Hz 和 52～80Hz 的两部分组成。在处理阶段，每一张振动记录都与自身的扫描信号进行相关，然后叠加，构成最终的相关记录。根据所面临的任务选择频率范围和扫描长度，补偿与频率有关的地层吸收，加大勘探深度或者减小相关噪声的水平，都可以与复合信号的频带选择结合起来。

可控震源参数检查

用可控震源组织生产，每天需要进行两次一致性检查，确定所有可控震源是否都处于良好的和性能一致的工作状态。由于参数较多，工作量较大，因此，做可控震源参数检查时，必须拥有现场处理机进行现场处理，及时地指导下一步工作。

2.2.3 接收

通过对组合图形、组合基距、组内距和压制特性曲线等计算和分析，选择炮、检组合参数，多波采集参数等。

检波器组合主要用于压制随机噪声和提高有效信号接收能量，因此检波器组合个数大多为 10～20 个，图形多为沿排列方向的矩形面积组合，长宽比在 3～2 间变化。在方法设计时，利用组合方向特性压制干扰波的同时，应尽量保护来自目的层高频的反射，选择适当的组合基距、组内距以及组合图形。

2.2.3.1 方向特性曲线计算

假定测线方向与 x 轴重合，地震波传播方向与 x 轴有一个夹角 α，计算每一个检波器在波传播方向上的投影距离

$$SD_i = \sqrt{x_i^2 + y_i^2}\cos[\mathrm{arctg}(y_i/x_i) - \alpha] \qquad (2-2-11)$$

$$i = 1,2,\cdots,N$$

式中，N 为检波器的组合个数；x_i 和 y_i 为第 i 个检波器的直角坐标。那么在地震波传播方向上的组合特性曲线是

$$F(k)=\frac{1}{N}\sqrt{\left[\sum_{i=1}^{N}\sin(2\pi\cdot SD_i\cdot k)\right]^2+\left[\sum_{i=1}^{N}\cos(2\pi\cdot SD_i\cdot k)\right]^2} \qquad (2-2-12)$$

式中，k 为波数。根据(2－2－12)式，可以绘制 $F(k)$ 曲线图，它给出了在给定方向上对不同波数 k 的压制量，使干扰波落在压制区，有效波落在通放区。

2.2.3.2 组合参数选择

假设干扰波的最大波数为 k_{max}，有效信号的最小波数为 k_{min}，那么使干扰衰减 20dB 的组合基距 L 一般为：$L \geqslant 0.9/k_{max}$，考虑有效信号的衰减量为 3dB 时，$L \leqslant 0.44/k_{min}$。组内距 δx 的选择是：

$$\begin{cases} \delta x \leqslant 0.22/k_{min}(f_{dom}) & \text{(高信噪比地区)} \\ \delta x \geqslant 0.12/k_{max}(f_n) & \text{(低信噪比地区)} \\ \delta x \leqslant 0.11/k_{min}(f_h) & \text{(高分辨率勘探时)} \\ \dfrac{0.5}{k_{min}(f_{dom})} \geqslant \delta x \geqslant \dfrac{0.5}{k_{min}(f_h)} & \text{(一般条件下)} \end{cases} \qquad (2-2-13)$$

上式中，f_{dom}为有效波的优势频率，或者是主频；f_h 是有效波的最高频率；f_n 是干扰波的视频率。所有这些关系式，主要是从生产实践经验中总结出来，具体应用时通过试验来进行论证。

2.2.4 观测系统

观测系统的方法论证主要包括五个方面。

2.2.4.1 炮点位置与排列布设位置的关系

二维地震的观测系统，即炮点和所有接收点位置位于同一直线上。选用端点放炮或者中间放炮，主要取决于下面几个因素：

(1)仪器接收道数：当仪器道数很多时，采用端点放炮，最大炮检距超过了允许的范围时，改用中间放炮，以减小最大炮检距。当仪器道数较少时，为了保证一定长度的炮检距，通常应采用端点放炮。

(2)生产效率：从施工效率和经济成本出发，希望采用多道仪器，每一炮尽量接收更多的道数，而排列又不至于过长。在这种情况下，一般均采用中间放炮。

(3)地下地层陡缓：当地下地层角度很大时，一般要求上倾方向接收，如果采用中间放炮，必然有半个排列是下倾方向接收，这对获得有效反射信号是不利的。

(4)地表条件：炮点位置主要应考虑良好的激发条件，因此一般选择地形比较低洼的地方。如果地表条件十分复杂，炮点仍应选在较低的地方，这就出现了炮点偏离测线的情况。当炮点偏离测线过大时，实际上是非纵观测系统。如果按常规方法进行处理，必然会产生较大的动校正量误差，影响叠加效果。因此，对炮点偏离距离有一定的范围限定。同时实测炮点位置，保证在处理时采用实际的炮检距来计算动校正量。

采用端点放炮的观测系统，要尽量保证下倾方向放炮。中间放炮观测系统有对称和不对称两种形式。若采用不对称方式，既可以保证有足够大的炮检距用于估算叠加速度，又可以保证上倾放炮的道数少，炮检距不会过大。可以根据地下地层的产状和地质任务的要求，灵活地选择不对称观测系统的不对称程度。另外，可选择的因素是炮点在整道距数位置上，还是设在道距的中间位置上，也就是说炮点位置是否与部分接收点位置重合或者是不重合。根据炮点和接收点可以互换的原则，在多次覆盖观测时，前者有些接收道的信号在地下的射线路径是相同的，而后者所有道的信号在地下的射线路径是不会重复的。

2.2.4.2 覆盖次数

一般情况下，叠加次数 N 越高，叠加数据信噪比越高，信噪比的改善与原始数据相比是 $\sqrt{N}$ 倍的关系。但是，叠加次数越高，勘探成本也就越高，生产效率将会降低。因此，在确定覆盖次数时，只要目的层信号信噪比大于1，就可以不必再增大覆盖次数。

2.2.4.3 最大炮检距

最大炮检距 x_{max} 与道距的大小和仪器的接收道数有关系，但它们不是确定采用炮检距大小的依据。选择最大炮检距大小主要考虑的因素有：动校正拉伸引起的信号畸变，估算叠加速度对炮检距大小的需求，界面反射系数的相对稳定，以及地表接收条件变化的状况等。

动校正拉伸

根据动校正拉伸的百分比，可确定最大炮检距 x_{max}。用动校正拉伸百分比来衡量动校正引起的波形畸变。

$$\text{动校正拉伸百分比} = \frac{\text{动校正量 } \Delta t}{\text{双程反射时间 } t_0} \tag{2-2-14}$$

由动校正量的近似计算公式

$$\Delta t \approx \frac{x^2}{2t_0 v^2} \tag{2-2-15}$$

可计算动校正拉伸百分比

$$D = \frac{x^2}{2t_0^2 v^2} \tag{2-2-16}$$

从式中可以看出，反射层越浅，允许最大炮检距越小。因此，从动校正拉伸畸变来选择最大炮检距，只能是一个粗略的估算。

速度精度

速度精度对排列长度有较高的要求，排列越长，估算精度越高。从动校正拉伸畸变，我们得出了最大炮检距的值。这两个因素同时考虑，就确定了最大炮检距的变化范围。

速度精度与排列长度的关系。如果定义最小可分辨的动校正值为 $\delta\Delta t$，所对应的速度变化为 δv，由计算动校正量的近似公式(2-2-15)，可以得到

$$x_{max} \geqslant \left[\frac{2t_0\delta\Delta t}{\frac{1}{(v-\delta v)^2} - \frac{1}{v^2}}\right]^{\frac{1}{2}} \tag{2-2-17}$$

反射系数

反射系数与入射角有关，可以在最大临界角的情况下，来确定地面接收的最大炮检距。对主要目的层，在最大炮检距所对应的最大入射角范围内，要求目的层反射系数稳定，不发生极性反转。

视波长

当地层倾角为 ϕ 时，反射波时距曲线方程为

$$t = \frac{1}{v}\sqrt{x^2 + t_0^2 v^2 \pm 2t_0 vx\sin\phi} \tag{2-2-18}$$

对上式微分，并考虑到 $v^* = \frac{dx}{dt}$，$v^* = \lambda^* f^*$，有

$$\lambda^* = \frac{v\sqrt{x^2 + t_0^2 v^2 \pm 2t_0 vx\sin\phi}}{f^*(x \pm t_0 v\sin\phi)} \tag{2-2-19}$$

式中,"+"号为上倾放炮,"−"是为下倾放炮,只要知道主要目的层反射时间 t_0 和均方根速度 v,就可估算视波长 λ^*,它与炮检距 x 有关。

2.2.4.4 道距选择

道距就是空间采样间隔,道距的大小,决定了空间尼奎斯特波数的大小。但道距的大小更多的是考虑地下地层的倾角和不产生空间假频,有些处理手段(如偏移归位和二维滤波),对道距有些特定的要求,高分辨率地震数据采集对空间采样有更高的要求。

视波长和空间采样

根据采样定理,在一个视波长范围内,不能少于两个采样点,根据(2−2−19)式,可以得到

$$\Delta x \leqslant \frac{\lambda^*}{2} = \frac{v\sqrt{x^2 + t_0{}^2 v^2 \pm 2t_0 vx\sin\phi}}{2f^*(x \pm t_0 v\sin\phi)} \qquad (2-2-20)$$

式中符号意义与前面相同。

对于高分辨率采集,希望在一个波长范围内,有4~8个采样点。

混叠频率和空间采样

对于每个倾斜的同相轴,在偏移前都存在有一个最高无混叠频率 f_{max},其周期为 T, $T=\frac{1}{f_{max}}$,它与同相轴对应的上一层层速度 v_{int}、倾角 ϕ 和道距 Δx 有关,它们之间的关系是

$$\sin\phi = (v_{int}\cdot\frac{\Delta t}{2})/\Delta x = (v_{int}\cdot T/4)/\Delta x = v_{int}/(4\Delta x f_{max}) \qquad (2-2-21)$$

由(2−2−21)式可以得出

$$\Delta x = v_{int}/(4f_{max}\cdot\sin\phi) \qquad (2-2-22)$$

偏移后的空间采样 Δx 与 f_{max} 的关系式与(2−2−22)式相似,只是用 $\mathrm{tg}\phi$ 代替 $\sin\phi$,ϕ 是偏移后的角度。不管是偏移前还是偏移后的剖面,发生空间混叠的条件是射线间的时差大于半个周期,即 $\Delta t > \frac{T}{2}$。

由于最高无混叠频率在实际工作中很难测出,用每个优势频率 f_{dom} 的波长取2个样点,也能保证有良好的横向分辨率的空间采样 Δx。

$$\Delta x = v_{int}/(2f_{dom}) \qquad (2-2-23)$$

2.2.4.5 最小炮检距选择

最小炮检距 x_{min} 的选择,首先要考虑最浅目的层能得到应有的覆盖次数,并把切除量计算在内;其次是要避开与炮点有关的强烈干扰,例如强面波干扰,可控震源的近道撞击干扰等;第三是考虑保护主要目的层的高频信息量,因为零炮检距道上高频信息最丰富。

对高陡构造的观测系统,通常采用以下几种:(1)"搭棚"观测;(2)"间隔"观测;(3)中间放炮观测;(4)下倾激发、上倾方向接收观测。

以上观测系统在山地地震野外的采集中,通过多个地区的实际资料分析,确定了高陡构造上基本观测方式,以第(3)、(4)种较好。

对于不同采集参数,采用了30m、20m、10m道距,10~60次覆盖,2~20kg药量试验和生产。例如,在明月峡构造上进行了灰岩井激发,砂泥岩地段接收,砂泥岩激发,灰岩和砂泥岩地段接收及单深井、多浅井组合、延迟爆炸、空(间)中爆炸等试验,获得了一些认识和资料,确定了在高陡构造以20~30m道距,大于15m单深井,高覆盖次数,中等药量(顶部小药量)适宜。

通过对道距、偏移距、覆盖次数等观测方式的选择,获得了丰富的实际资料。

2.2.5 山地三维采集设计

在山地地表复杂区，由于地表条件非常复杂，给传统的大面积统一测网的三维采集带来许多困难。自开展三维勘探以来，在常规线束状三维施工技术的基础上，发展和逐步完善了山地地表复杂区的三维采集设计技术。

2.2.5.1 覆盖次数

三维地震的覆盖次数，就是每一个 CMP 面元内分布的反射点数。在资料处理叠加时，不管炮检距处在什么方向，只要炮检距中心点落在同一个面元内，就进行叠加。确定覆盖次数的依据，主要考虑获得较高的信噪比。当数据信噪比达到一定级别时，要想通过增加覆盖次数来大幅度地提高信噪比是十分困难的。

在设计过程中，通常是通过分析工区以往勘查数据的质量来确定覆盖次数。对于束状规则观测系统可以分别在纵向和横向上估算，对于相对简单地区或早期三维一般 20～30 次即可，对于相对复杂地区或勘探中、后期就需要 40～60 次以上。

2.2.5.2 面元大小

面元定义大小，与覆盖次数有紧密的联系。在不改变中心点密度的情况下，信噪比与面元边长成正比，面元越大，信噪比越高。

面元大小的确定，通常考虑如下三个因素：即勘探目标的大小、不会产生空间假频、满足横向分辨率的要求。有时还应考虑其它因素，如资金投入、信噪比和分辨率要求、观测系统方式和施工效率等。

勘探目标大小

对于一些特殊的勘探小目标，若目标是一个小礁体，或者是一条狭窄的河道砂，对面元的大小要求的准则是：至少要能够保证在目标范围内有 2～3 个叠加道，在时间切片上就有 4～9 道，保证能够识别出勘探的小目标。

不产生空间假频

根据抽样定理，抽样间隔 Δ 与谐波频率 f 必须满足一定关系：$f<\frac{1}{2\Delta}$。如果这个条件不满足，就会产生假频现象。$f_N=\frac{1}{2\Delta}$，称为 Nyquist 频率，大于 f_N 的高频成分，要加到低于 f_N 的范围$\left[-\frac{1}{2\Delta},\frac{1}{2\Delta}\right]$上去，此过程称为混叠，得到的频谱是一个假频谱，假频谱现象正是由于假频引起的。在这里，通过面元边长的定义，使它不至于产生空间假频。

以上讨论都是在时间方向上进行的，若要防止假频出现，一个周期内不能少于两个采样点。在空间方向上，完全可以仿照上述的讨论进行。与周期对应的是波长，与频率对应的是波数，如果要防止空间假波数的出现，在一个波长内至少要有 2 个采样。即面元边长的大小，必须保证在一个波长内有 2 个以上的道。

横向分辨率

偏移前的横向分辨率是第一菲涅耳带直径，如果两个绕射源的距离小于这个距离，它们就不能分开。菲涅尔带直径很大，并随着深度加大而加大。因此，用它来确定面元的边长是毫无意义的。

偏移处理能提高勘探的横向分辨率，当偏移速度和偏移方法适当时，提高的幅度是很大的，这时它与菲涅耳带长度无关，而依赖于目的层段反射的最高频率。在实际工作中，这个频

率很难测出,一般用优势频率 f_{dom}取代,在每个优势频率的波长内,只要有 2 个采样点,与此相应的面元边长就能保证有良好的横向分辨率。

如果面元边长小于 f_{dom}的$\frac{1}{2}$波长,造成过采样,不增加信息;如果面元边长大于 f_{dom}的$\frac{1}{2}$波长,造成空间混叠,会丢失信息。

综上所述,面元边长确定了,接收线上的道距和炮线上的炮点距也就确定了。

2.2.5.3 最大炮检距

在一个规则的三维观测系统中,纵向上的最大炮检距和炮点的最大非纵偏移距,构成的直角三角形,其斜边是真正的最大炮检距 x_{max}。影响选择 x_{max}大小的因素很多,而且相互制约。根据对以往的炮检距资料分析,通过模型正演,可最终确定 x_{max}的数值。

勘探目标深度

记录的最大炮检距一般应接近于勘探目标的深度,这已被多年的实际勘探所证实。如果目的层反射达到临界点,对应的炮检距为深层临界反射炮检距,则在这个炮检距以外,将产生折射信号。因此,在设计时必须尽可能在这个炮检距以内,对深层反射数据要有足够的采样。

动校正拉伸

动校正拉伸,会使信号波形畸变,畸变达到一定程度,叠加时必须把它切除。炮检距越大,动校正拉伸越大。因此,我们要定义一个允许的最大的动校正量拉伸百分比,来限定 x_{max}值。

速度分析精度

速度分析要求有较大的炮检距资料来满足精度的要求,用允许的最大速度分析误差 δv 来估算所需的炮检距长度。

根据反射波时距曲线近似公式

$$t \approx t_0\left(1 + \frac{x^2}{2{t_0}^2 v^2}\right) \tag{2-2-24}$$

设由速度误差 δv 引起的时间误差为 δt,则有

$$\delta t = t_0\left[1 + \frac{x^2}{2t_0^2(v - \delta v)^2}\right] - t_0\left[1 + \frac{x^2}{2t_0^2 v^2}\right]$$

整理后得

$$x = \left[\frac{2t_0\delta t}{\frac{1}{(v - \delta v)^2} - \frac{1}{v^2}}\right]^{\frac{1}{2}} \tag{2-2-25}$$

如果,时间误差允许的最大值不得超过信号的一个周期,且这个周期为目的层反射信号的主频 f_{dom}的周期,则上式可写成

$$x_{max} = \left\{\frac{2t_0}{f_{dom}\left[\frac{1}{(v - \delta v)^2} - \frac{1}{v^2}\right]}\right\}^{\frac{1}{2}} \tag{2-2-26}$$

最大炮检距 x_{max}应当大于(至少要等于)这个值。

均方根速度和叠加速度均与正常时差有关,只有当正常时差有较大的数值时,才能保证速度分析的精度。正常时差是随着界面深度与炮检距之比的减小而增加的,因此为了提高速度分析的精度,需要增加最大炮检距。若用 Dix 公式计算层速度,当炮检距越大时,其误差越大。

因为 Dix 公式是垂直入射零炮检距模型，用不同的炮检距计算将会求出不同的速度值。因此，从速度分析的观点上，应该有一个最佳的炮检距值。

消除多次波

叠加可以消除多次波能量，其原因是用一次波的速度进行动校正时，对于多次波而言，还存在着剩余时差。当这个剩余时差达到一定数值时，叠加过程中能量就会减弱直到消除。设 v_1 和 v_2 分别为一次波和多次波速度，它们对应的正常时差为 Δt_1 和 Δt_2，则有

$$\Delta t_1 = \frac{x^2}{2{t_0}^2 v_1^2}$$

$$\Delta t_2 = \frac{x^2}{2{t_0}^2 v_2^2}$$

定义 δt 为 Δt_1 和 Δt_2 的差值，则有

$$\delta t = \Delta t_2 - \Delta t_1 = \frac{x^2}{2t_0}\left(\frac{1}{v_2^2} - \frac{1}{v_1^2}\right)$$

于是有

$$x^2 = \frac{2t_0\delta t}{\left(\frac{1}{v_2^2} - \frac{1}{v_1^2}\right)}$$

δt 是多次波经一次波的速度校正后的剩余时差值。在这里，要求剩余时差值，至少大于一个周期 T，它对应的频率为 f，于是上式就可写成

$$x_{\max} \geqslant \left[\frac{2t_0}{f\left(\frac{1}{v_2^2} - \frac{1}{v_1^2}\right)}\right]^{\frac{1}{2}} \quad (2-2-27)$$

式中，t_0 为目的层双程零炮检距反射时间。

另一种估算方法是直接从多次波的正常时差出发，因为多次波曾被两倍多次波时间处的一次波速度校正过，只有当剩余量大于一个周期时才能消除。因此有

$$x_{\max} \geqslant v_2[\Delta t^2 + 2\Delta t(2t_0)]^{\frac{1}{2}} \quad (2-2-28)$$

式中，v_2 为多次波的速度；t_0 为多次波发生的时间，等于研究目的层时间的 $\frac{1}{2}$；Δt 为多次波在 $2t_0$ 处的正常时差，至少有 3 个周期。

浅层反射

浅层反射可受直达波干涉，也可受下一层折射波干涉。设浅层反射与直达波相交处所对应的炮检距为 x_{DIR}，浅层反射与初至折射相交处所对应的炮检距为 x_{REF}，因为总是有 $x_{\mathrm{REF}} < x_{\mathrm{DIR}}$，因此直达波干涉总是比折射波干涉具有更强的约束。若要求浅层反射不受初至波干涉，则最大炮检距应满足

$$x_{\max} \leqslant \frac{v_s}{v^2 - {v_s}^2}\{[4H^2(v^2 - {v_s}^2) + (vv_s\Delta t_c)^2]^{\frac{1}{2}} + v^2\Delta t_c\} \quad (2-2-29)$$

式中，v_s 为地表表层速度；v 为目的层浅层反射以上的平均速度；Δt_c 为初至波切除时所需要的最小切除时窗长度，一般为 100～200ms。

反射系数稳定

反射系数与入射角大小有关，当入射角接近或等于临界角时，这种关系变得十分复杂，出

现极不稳定的异常极值。根据 Zoeppritz 方程绘制的反射、透射能量以及反射系数随入射角 θ 变化的关系曲线表明，当地震波由高波阻抗介质进入低波阻抗介质时，能量随入射角变化的关系曲线相对比较简单。当入射角等于临界角时，反射纵波能量剧烈上升。因此，最大炮检距的选择必须受入射角的限制。通常要求，最大炮检距所对应的入射角要小于临界角。

对于水平界面而言，纵波反射系数比较稳定。但对于复杂地质模型，地层倾角、埋藏深度、岩性组合以及层速度比值变化较大，因此要求入射角的限定值应尽可能小一些。对于水平层状介质模型，则对第 i 个界面的最大炮检距 x'_{max} 的限定值，可由下式给定

$$x'_{max} = 2\sum_{i=1}^{N} h_i \mathrm{tg}\theta_i \qquad (2-2-30)$$

式中，h_i 为各层的铅垂厚度；θ_i 为各层相应的入射角。

最大离散距

当反射界面有倾角时，一个道集内的各道所对应的反射点不在一个点上，而是离散分布在一个面积内。一个道集内反射点的最大离散距 d_{max} 应小于所需要的横向分辨率。最大离散距 d_{max} 由下式确定

$$d_{max} = \frac{x_{max}^2}{2t_0 v}\sin\phi \qquad (2-2-31)$$

式中，ϕ 为地层倾角；t_0 为目的层双程旅行时；v 为目的层以上的平均速度。

2.2.5.4 最大非纵距

非纵距 y 即横向上的炮检距。在三维观测时，大多数炮点均离开接收线不同长度的距离，属于非纵观测方式。在非纵观测的各个炮检方向上，地层的视倾角不同，其叠加速度也应有所不同。如果在速度分析和动校正叠加时，没有考虑方位角的影响，就会产生非纵观测误差。地层倾角越大，其误差越大；非纵距越大，其误差越大。

当接收线平行于地层倾向布设时，非纵观测的误差 δt 可表示为

$$\delta t = \left(\frac{x^2\cos^2\phi}{v^2} + \frac{y^2\sin^2\phi}{v^2} + t_0{}^2\right)^{\frac{1}{2}} - \left(\frac{x^2\cos^2\phi}{v^2} + t_0{}^2\right)^{\frac{1}{2}}$$

当接收线垂直于地层倾向布设时，非纵观测的误差 δt 可表示为

$$\delta t = \left(\frac{x^2}{v^2} - \frac{y^2\sin^2\phi}{v^2} + t_0{}^2\right)^{\frac{1}{2}} - \left(\frac{x^2}{v^2} + t_0{}^2\right)^{\frac{1}{2}}$$

由上述两式，求解 y，并略去二次项，可近似求得

$$y = \frac{v}{\sin\phi}\sqrt{2t\delta t} \qquad (2-2-32)$$

在上式中，当 $x=0$ 时，有 $t=t_0$，则非纵距 y 取最小值。事实上，沿任一方向布设接收线，用同一误差 δt 值确定的 y 值总是比上式计算的值要大。最大非纵距限定值计算式可以写成

$$y_{max} \leqslant \frac{v}{\sin\phi\sqrt{2t_0\delta t}} \qquad (2-2-33)$$

通常，允许误差 δt 值取目的层反射波视周期的 1/8。

当观测系统和排列参数确定后，应检查道集内因炮检方位角不同所产生的最大方位角动校正时差。倾斜界面(ϕ)，有方位角(α)时，时距曲线方程为

$$t = \left(t_0^2 + \frac{x^2(1-\sin^2\phi\cdot\cos^2\alpha)}{v^2}\right)^{\frac{1}{2}} \qquad (2-2-34)$$

最大方位角动校正时差 Δt_{max}，为炮检距最大方位角和最小方位角的旅行时 t_{max}和 t_{min}之差

$$\Delta t_{max} = t_{max} - t_{min} \quad (2-2-35)$$

当最大方位角误差 Δt_{max}超过允许值时，应尽量调整观测系统和排列参数来减小 Δt_{max}值。

对于非纵观测系统误差 δt 和最大方位角动校正时差 Δt_{max}，在多数情况下它们的含义相同，解决方法相同，但有时它们又有区别，要采用不同的方法去解决。

2.2.5.5 山地三维地震采集设计的特点

山地地表复杂区的三维采集设计与常规线束状三维采集相比，具有以下几个方面的特点：

(1)实现“先测量、后设计、再施工”的三维采集过程。对常规线束状三维勘探，传统的做法是：“先设计，后测量，再施工”。而对山地复杂区的三维地震勘探，这种做法往往会由于各种复杂障碍物的存在使设计方案无法按要求实施，以至于造成部分地段覆盖次数过高而另一部分地段覆盖次数却又太低或空白。

(2)每一 CMP 面元内炮检距的分布难以保持相对均匀。采用了“先测量、后设计、再施工”的生产过程后，就可以根据测量出的地形地表特征设计出最佳的施工方案以尽量保持 CMP 面元内炮检距分布较均匀的问题。

(3)交互式观测系统的设计。不规则三维采集设计技术，是解决山地复杂地表地质条件下三维采集施工的有效手段。它能根据工区内的地表条件，设计出灵活多样的最佳观测系统，并避开障碍物，在规则三维不能施工的地区进行施工。

该设计方法以人机交互的方式，使设计者实时清楚地看到炮点、检波点设计位置和修改后对反射区的覆盖次数、炮检距分布等的影响，以确定最佳的排列形式和炮点分布，力求克服常规方法盲目设计带来的诸多弊端，提高勘探效率，降低勘探成本。

(4)障碍区炮点、接收点的重定位。在有障碍物时，测量标志不能安放在正确的激发、接收位置上，实际的激发、接收点偏离了设计位置。这种偏离对叠加效果影响很大，必需予以校正，也就是说要对障碍区炮点、接收点位置进行重新定位。具体的做法是：首先，拾取障碍区附近及障碍区内部每个炮点、接收点的初至时间，利用这些初至时间采用分段线性拟合的办法，建立起各个控制点的标准初至曲线；其次，根据实际接收点的初至时间与标准初至曲线的偏差，采用多方位交汇法和迭代法对每个炮点和接收点位置进行计算予以校正。这种方法在原始记录初至比较清楚的条件下，定位精度可达 5m 左右。

2.3 低、降速带调查

由于山地表层结构的影响，浅层强反射界面对深层反射波能量的传播衰减非常严重，有时相对原始信号已衰减到 100dB。表层结构造成的浅层折射、反射、多次反射和深部的复杂构造所产生的各种异常波，在记录的时空内形成了强太的干扰背景，这些干扰的能量比深层有效反射能量要大得多。另外，当山地地表存在着不均匀的凹凸不平的风化剥蚀面、裂隙和溶洞时，地震波在入射或透射这种复杂界面时，除能量的散射、吸收和衰减都很强外，反射波的传播路径还发生畸变。即使在深层反射界面没有发生错断和扭曲的地方，由于浅层界面的影响，也会造成深层反射同相轴的错断和扭曲等现象，使深层反射剖面上的同相轴变得异常复杂和破碎，难以辨认，信噪比降低。

因此，加强表层结构的调查与研究非常重要。采用小折射、微测井、双井微测井、工程地震(小反射)和地质雷达等方法进行表层调查，对表层调查方法和静校正方法进行分析；利用初至

自动拾取、小折射解释和微测井解释，建立准确的表层结构和各种表层数据库，为静校正提供可靠的资料，并加强静校正方法研究。

通常，在山地地震勘探中，地表存在基岩出露区、山前冲积区和第四纪浮土覆盖区等，因此，低降速带调查也有多种形式，除上述表层结构调查方法外，还有在陡峭山体的陡峭壁下微测井、施工炮并进行的微测井和大炮初至法等。

2.3.1 双井微测井

高精度微测井，要点在于采用真正准确的毫秒雷管激发、准确的下井深度、合适而足够的采样密度，确保进入高速层有四个以上的采样点。现在已发展了一套高效简易、地面接收和微机计算解释微测井结果的一整套技术，并在准确求取巨厚低降速带参数方面取得了成功的经验。这是控制点数据求取方法中误差最小且精度高的方法。但是在高陡山区和大沙丘区大型地震钻机无法进入，在巨厚沙丘和流沙区钻机无法顺利钻达高速层，再加上成本相对较高，因此生产应用受到限制。

双井微测井资料能够清楚地反映表层结构界面的变化规律和各界面上下的能量变化等（图 2－3－1、图 2－3－2）。

2.3.2 常规浅层折射

要获得高质量浅层折射资料，其要点为：清晰的初至折射；要解释的每个折射层均需有足够的采样点；解释成果点必须严格对准测线的桩号等。由于本方法理论假设前提是地表水平，各层折射界面也呈水平状态，为此要求布设地段必须合乎上述假设前提。现已掌握了一整套

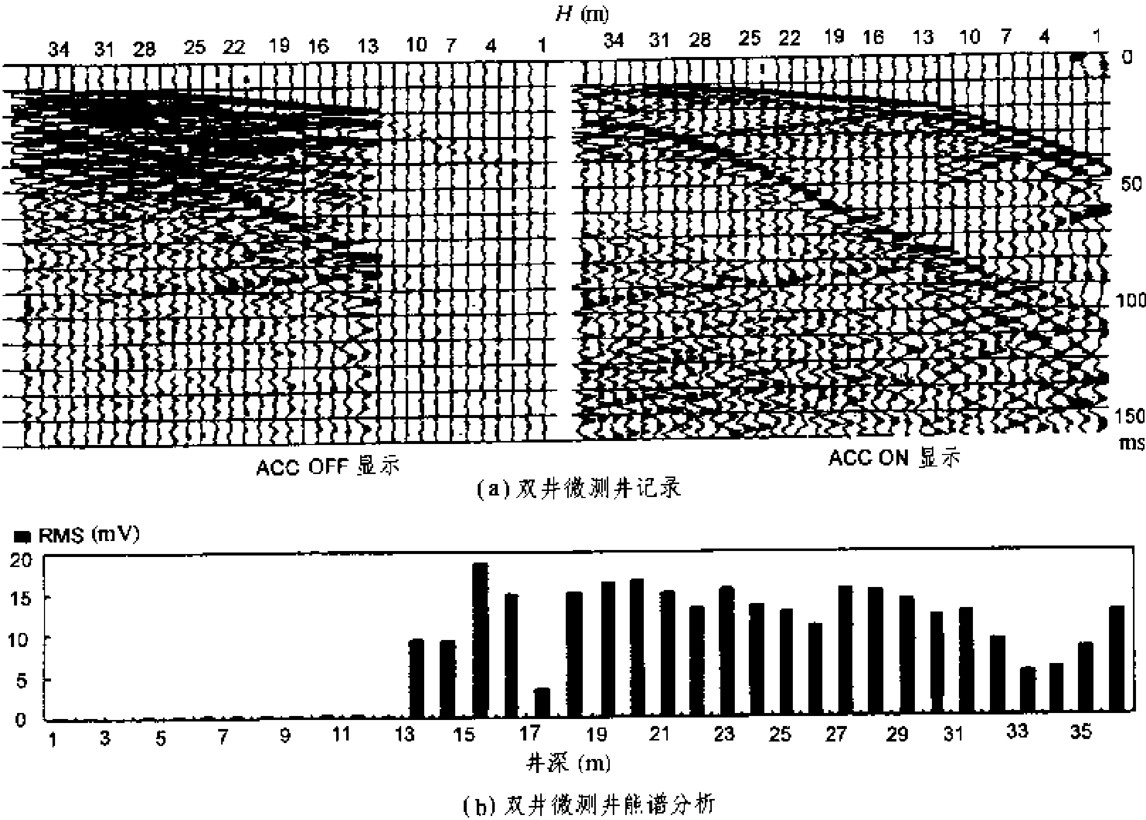


图 2－3－1 双井微测井记录和能谱分析

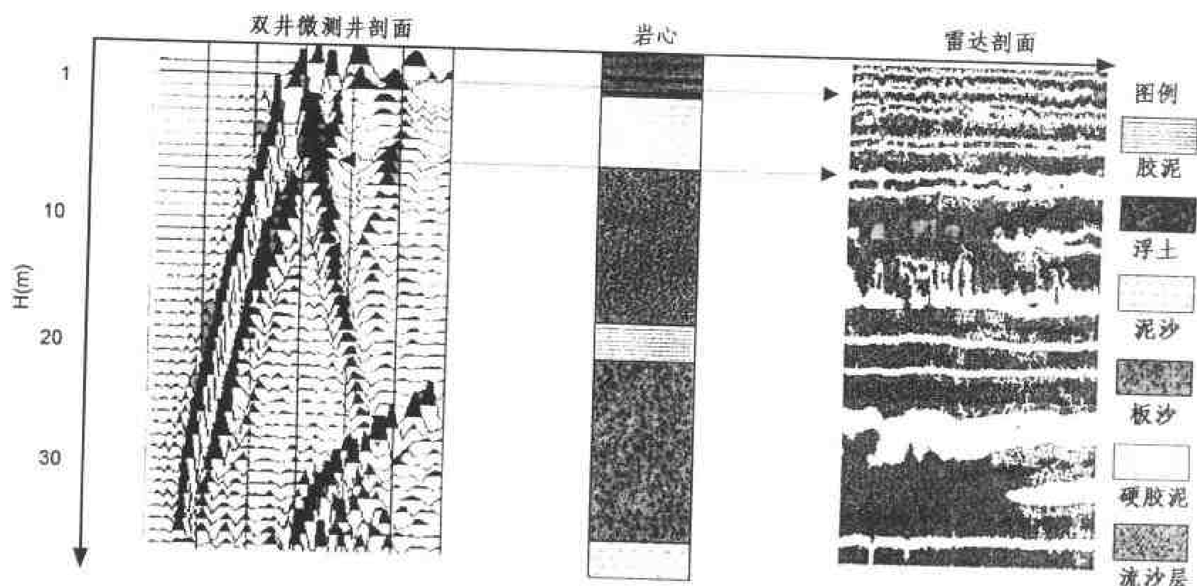


图 2-3-2　双井微测井表层地质结构调查

浅层折射观测系统论证，施工中消除静电感应和微机解释计算软件等方法，在此不再赘述。

2.3.3　新的浅层折射法

在低降速带较厚和地表有一定起伏的情况下，常规浅层折射方法不能适应，计算误差较大。为此针对具体问题，发展了一些新的浅层折射方法。

2.3.3.1　单边密相遇折射观测系统

常规单边密折射观测系统，有利于追踪低降速度和高速折射层，但由于是单支计算而误差较大。常规双边密相遇折射观测系统计算精度高，但在低降速带较厚地区往往不能有效地追踪降速和高速折射层。这是由于排列长度加大，总道数不变，势必加大道距而不利于追踪低降速层；相反，排列短必然影响高速层的有效追踪。单边密相遇观测法是综合了上述两者的长处，在实施中采用两套折射观测大线和检波器并配合转换开关等以提高工效。

2.3.3.2　高速折射层交叉时

在山地探区很难找到十分平坦地表布设浅层折射控制点。用不平坦地表采集的浅层折射资料进行解释误差较大，尤其是高速折射层的交叉时不易求准。如在浅层折射控制点布设一个 ABC 观测系统，就可以求得较为准确的高速折射层交叉时。布设的排列中心 B 点对准控制点，排列两端 A、C 两点分别设炮点。要求 A 炮点激发，B 到 C 点各道均接收高速折射界面的折射初至；而 C 炮点激发，B 到 A 点各道也同样接收高速层折射初至。根据 ABC 原理，控制点 B 点处的折射交叉时为

$$T = t_{AB} + t_{BC} - t_{AC} \qquad (2-3-1)$$

式中，T 代表折射旅行时间，其下标分别代表 AB，BC 和 AC 两点之间的折射旅行时间。ABC 计算式的前提是假设折射界面为一水平面。当 ABC 三点处在相同海拔高程时可用加减法原理，求取高速折射层的折射波滑行速度，即

$$\begin{cases} T_{+} = t_{AB} + t_{BC} - t_{AC} \\ T_{-} = t_{AB} - t_{BC} + t_{AC} \\ V_2 = 2AB/(T_{-} - T_{+}) \end{cases} \qquad (2-3-2)$$

式中，T 代表折射旅行时间，其下标分别代表不同点之间的折射旅行时间；V_2 为高速层的速度；AB 代表 A、B 两点之间的距离。

2.3.3.3 初至折射联合求解

在浅层折射难以测定的巨厚表层地区，可用浅层折射的数据与控制点处的生产大炮初至折射的数据联合求解。这样就可以保证追踪到足够的高速折射层的数据。由于浅层折射解释计算的前提为地表平坦、折射界面水平，在山区很难找到生产排列能满足这种假设前提，因此联合求解只限于在地表平坦地区使用。

2.4 干扰波调查

干扰波调查应在探区的不同位置进行，例如山地、山前过渡带和砾石区等，利用"L"、"+"或"匣子"型接收排列，沿地层走向和垂直地层走向布设排列。通常，采用小道间距、小偏移距、多个检波器单点埋置和多道接收排列。一般在同一井位激发，不同排列接收，或在同一排列接收，不同井位激发的方式，单次连续观测，将不同方向获得的记录再拼接成大排列记录。据此，了解探区内各种干扰波的类型、频率、波长、速度和传播方向等。

通过干扰波调查，可以搞清探区内的主要干扰波，例如面波、浅层折射波、次生干扰波、声波、高频干扰波、散射波、断面波、侧面波、回转波、绕射波和环境噪声(图 2-4-1)等。

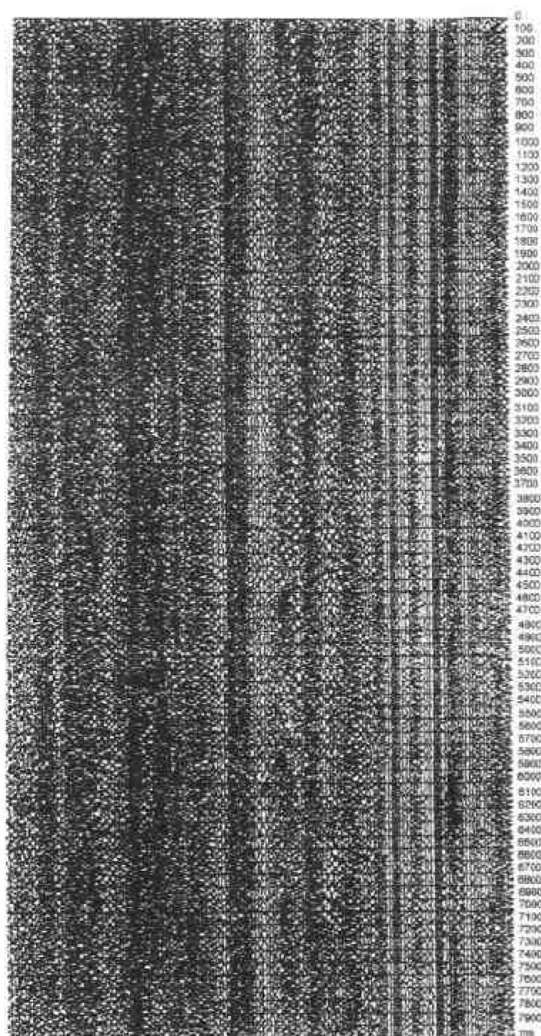


图 2-4-1 环境噪声记录

面波主要存在于近道排列内。其特征为从井口出发，由近至远，由浅至深形成一个明显的扇形干涉带，其视速度和视频率都较低，能量随时间和距离的增加而逐渐减弱；有时出现波散或互相衔接重叠，并相互混杂干涉。另外，面波干扰与表层结构有关，由于山地表层结构的严重不均匀性，导致表层岩性和速度在纵横方向上的剧烈变化，在不同位置激发所产生的面波，其速度、频率和能量的较大变化，主要受激发井深的影响(图 2-4-2)。

浅层折射波是距激发点一定距离处开始，逐渐延伸至远排列，并与直达波形成一个浅层折射三角区，在该区内浅层折射波的能量较强，严重地干扰了记录的初至和浅层有效反射波(图 2-4-3)。

次生干扰波是面波、直达波或有效波在传播过程中伴生的一种特有的干扰波，其特点是视速度低和视频率低，但有时存在高速次生干扰波和视频率接近有效波频率的次生干扰波(图 2-4-4)。

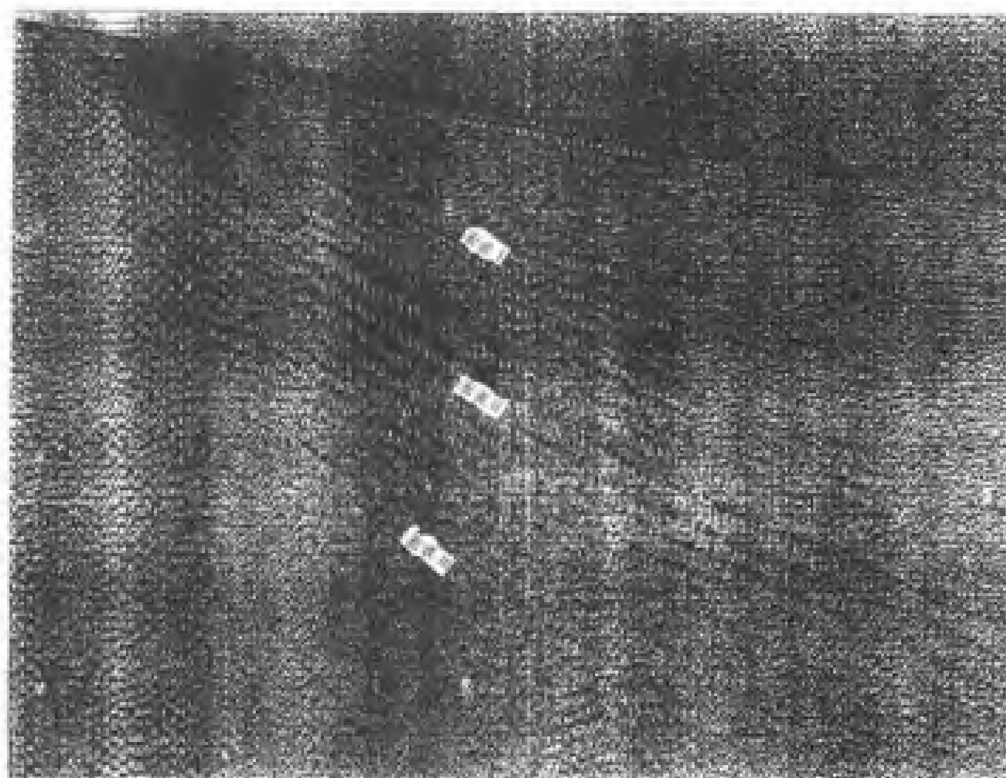


图 2-4-2(a) 面波干扰记录

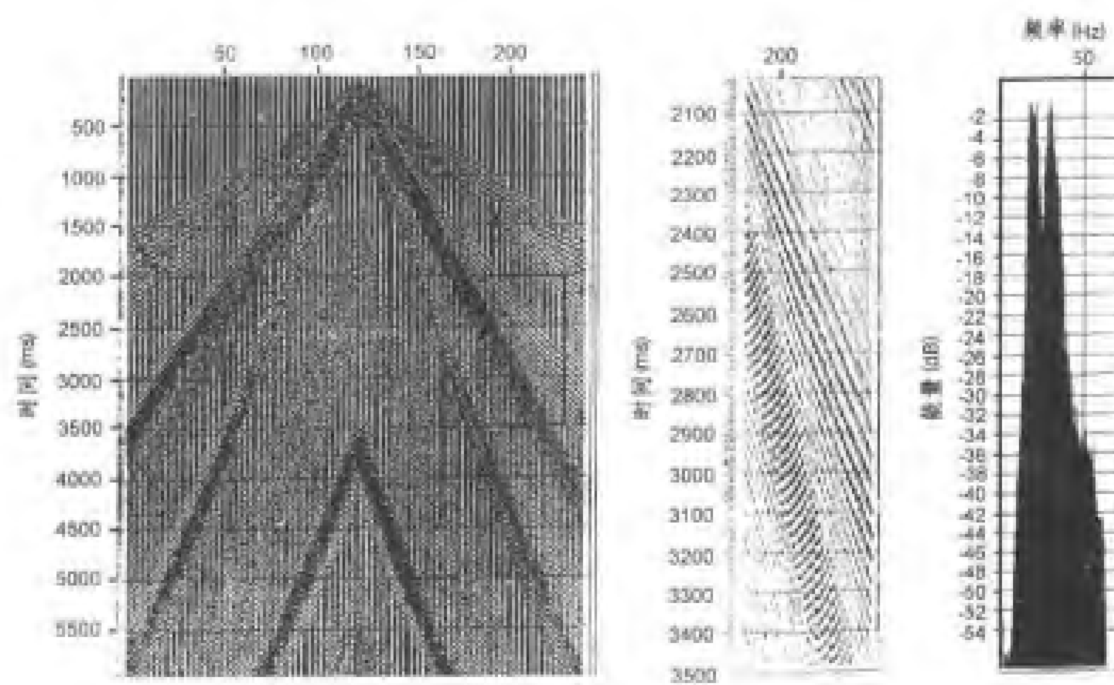


图 2-4-2(b) 面波干扰记录噪声分析

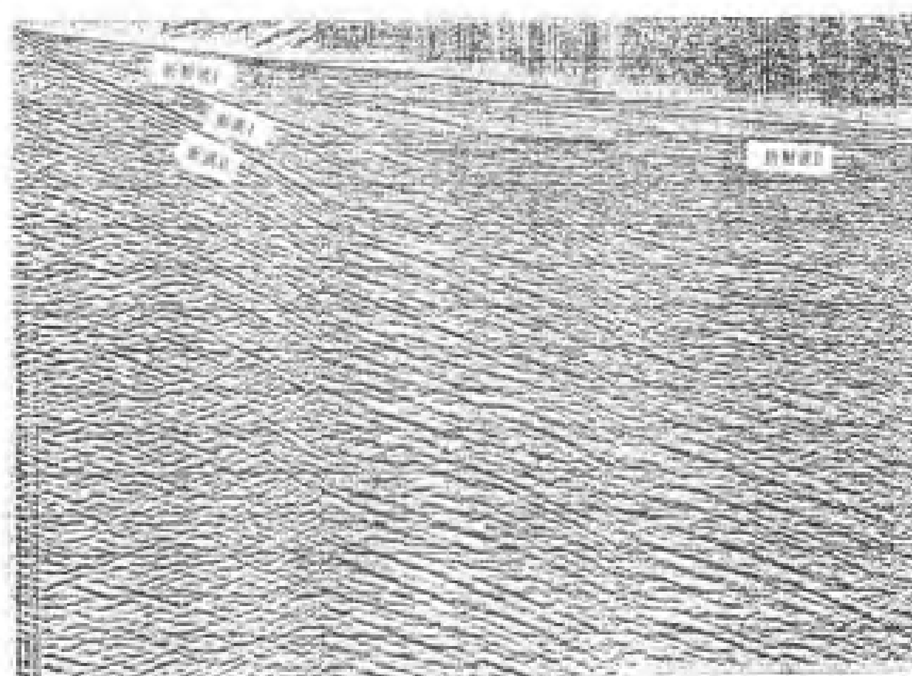


图 2-4-3(a) 折射波干扰记录

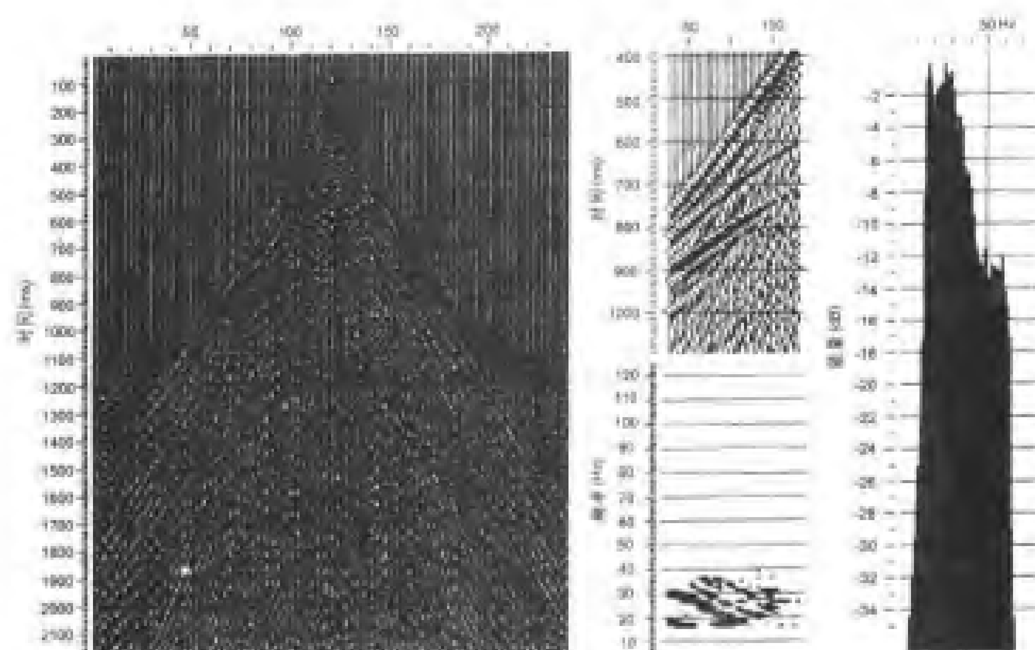


图 2-4-3(b) 折射波干扰记录噪声分析

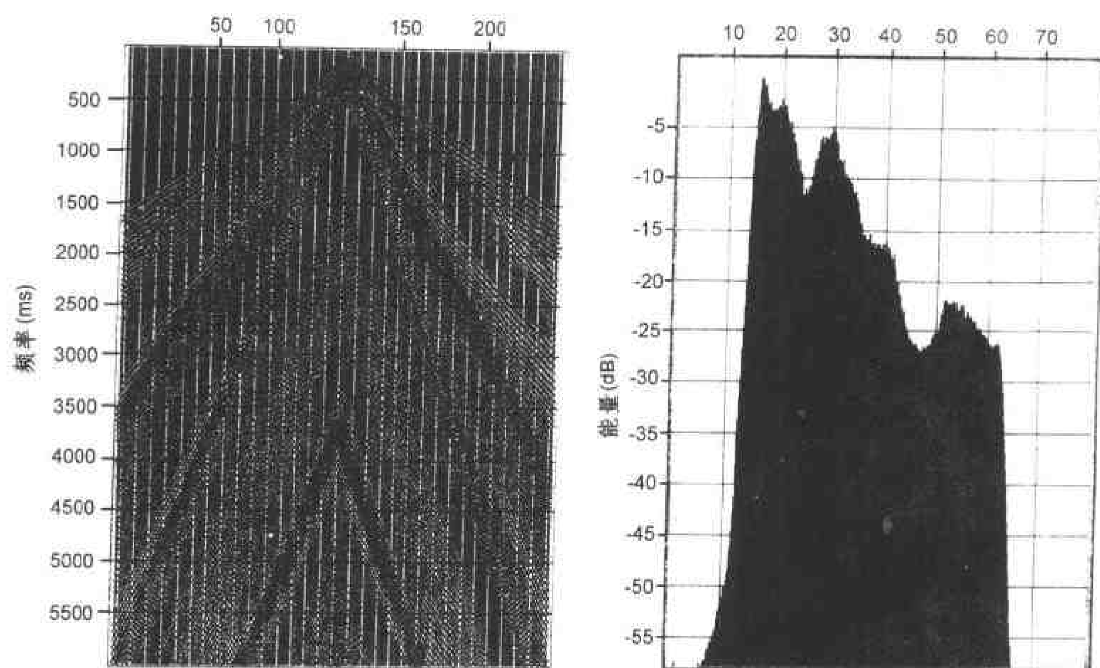


图 2-4-4 次生干扰记录噪声分析

根据干扰波的特征，通常把沿测线方向最强的一组干扰波作为主测线组合检波的压制对象或组合检波纵向组合基距的考虑对象；把垂直测线方向最强的一组干扰波作为联络测线组合检波的压制对象或组合检波横向组合基距的考虑对象；还可以通过适当提高地震仪器低截参数或使用高频检波器进行压制。同时，为了减少环境噪声的影响，野外采集应在小于3级风的条件下施工。

2.5 激发因素选择

2.5.1 合理布点优选激发深度

为保证激发能量，一般炮井下药深度要达到潜水面以下。山地地形起伏大，而潜水面虽然亦随地形起伏而相应起伏，但变化幅度小，形成地形越高潜水面越低。因而，高山区要加大炮井深度。然而，在其它条件相同时，炮井越深，井下岩性越坚硬致密，激发的地震波频率高而能量低。故应当针对激发岩性、地形、潜水面、炸药量等因素综合考虑选择。

目前山地二维测线布置都是直测线。其测线位置选择由于测网不断加密，测线允许移动范围很小，但仍然遵循以下原则：一是按规程转折过障碍；二是穿低垭、切缓坡、沿山脚。

井位选定是由地质员、测量员、钻井组人员共同现场逐个确定，总结了“五避五就”经验，即“避干就湿、避高就低、避碎就整、避土就岩、避虚就实”。同时在方法研究基础上，按最小抵抗线原理，选择合适临空面，另外，炮井位置在规程范围内选择最佳激发岩性和钻机停放位置。

山区测线，一般都穿高山、峡谷、山间平地等不同地形，地表出露岩性差异大，同一条测线一般要使用两种以上不同型号的钻机和钻进方式。在砂泥岩露头区或含水地区，用QPY型钻机水循环钻井，在硬地层或缺水地区用气水两用钻机气驱岩屑钻进，统一为75mm井孔，QPY型钻机钻进中针对不同岩层采用刮刀和取岩心，并积累了一套不同岩性钻井和取心技术。通常，由表层结构、岩石成分、激发围岩的硬度和压制声波来决定激发井深，在含水或潮湿地层、爆速与围岩匹

配时激发弹性波较好。一般,在药量选择 8～16kg 时,沙泥岩区井深为 13～15m,灰岩区为 15～17m,并且在泥质灰岩区的较高速度地层中激发为佳(图 2－5－1、图 2－5－2)。

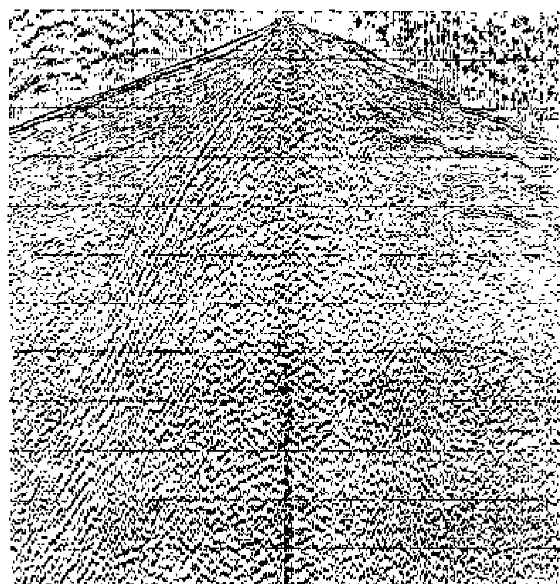


图 2－5－1　17m 井深原始单炮记录

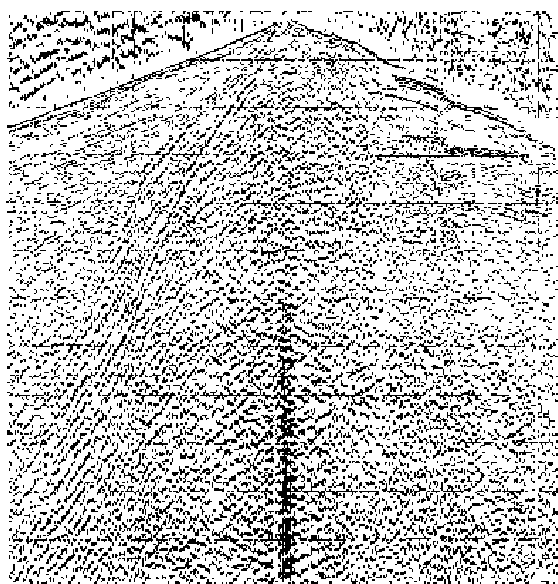


图 2－5－2　24m 井深原始单炮记录

2.5.2　砾石区采用浅井组合

以往在山地施工中,主要使用山地取心钻机(如 QPY－30 型轻便钻机等)。在砂泥岩出露区钻井效果良好,但在灰岩出露区,因岩石坚硬、水源缺乏、井易漏等原因,钻井效率极低,有时甚至无法钻进。目前,在灰岩区广泛采用的 WTZ－305 型空气钻机系列最适合在山高水缺、致密坚硬的灰岩地层中钻井。

山地表层岩性变化大,沟谷地带常有发育坡积、洪积、砂砾等。山地钻机或空气钻机无法对付砾石层,造成炮井井位分布不均,不能满足均匀覆盖的技术要求。目前已成功研制出 GY－50、SDZ－25YJ 型多功能砾石钻机、初步解决了砾石层钻井难的问题。

实践证实,炮井药量与山区地形关系密切。在山区炮井激发点位置越低,激发能量越强,在同一施工测线上,为了取得各炮相对均匀的激发能量,炮点炸药量随激发点高程的增加而相应增加。山间砾石和平原砾石区,一般采用土坑加“猫儿洞”(图 2－5－3、图 2－5－4),同时摸索了泡沫钻井、“去表层悬空”钻井、“表层套管钻井”等技术。

2.5.3　砾石区采用单深井激发

能打深井的地区坚持打深井,特别是在砾石区砾石较小能用钻机打穿时,杜绝坑炮,使原始记录的信噪比和分辨率都有较大的提高。

炸药爆炸是一个十分复杂的物理、化学过程,它与爆炸介质的性质和介质间耦合情况有密切关系。当爆炸介质与药包之间紧密接触(几何耦合系数为 1)并与阻抗值(介质的速度与密度的乘积)相同时,可产生最大能量。另外,地震勘探所用炸药震源其速度不同,各种类型炸药的密度也不相同。为保证产生最大的能量,在砂泥岩和石灰岩中激发地震波时,应当采用高密度、高爆速炸药。同时,还必须用灌水或用高密度泥浆闷井,进一步改善爆炸介质的耦合度。大量试验证明,在灰岩炮井中激发地震波,改进耦合效果,下药后灌水、用泥浆闷井后激发,明

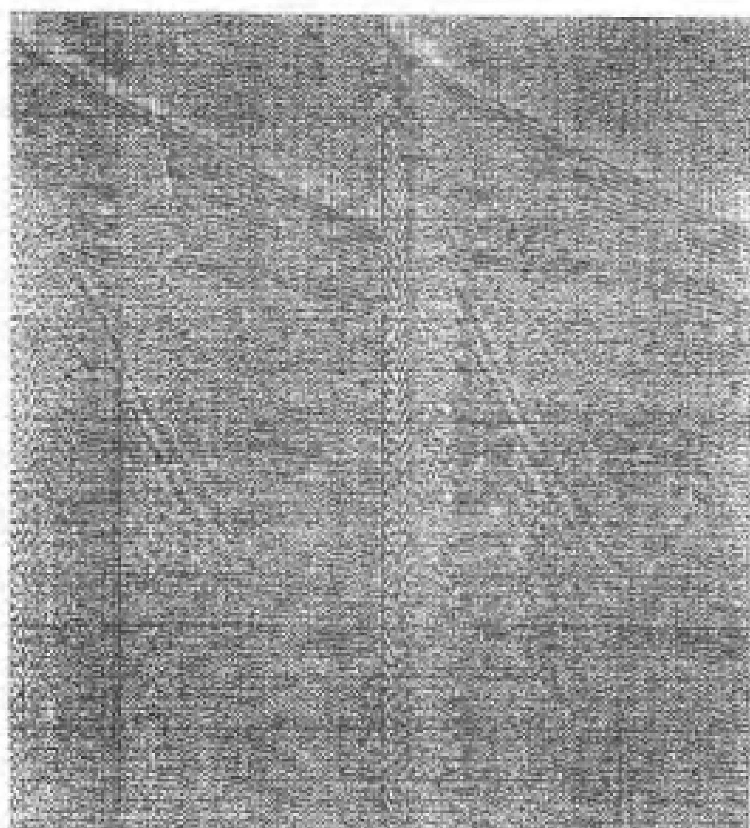


图 2-5-3　16 口井,1kg 炸药,2.5m 井深原始单炮记录

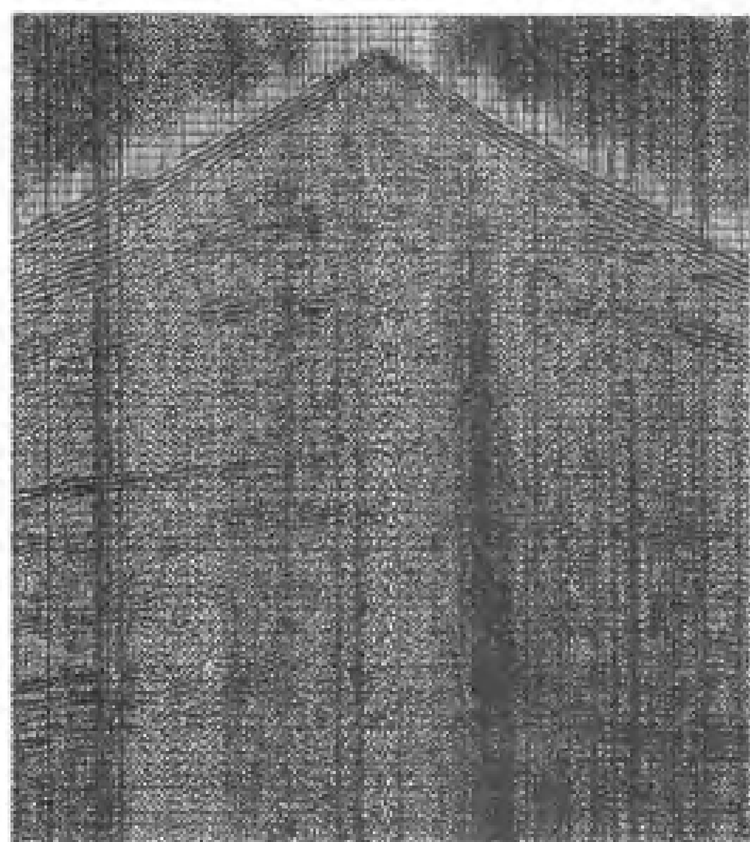


图 2-5-4　16 口井,2kg 炸药,2.5m 井深原始单炮记录

显地保证了激发能量(图 2－5－5)。

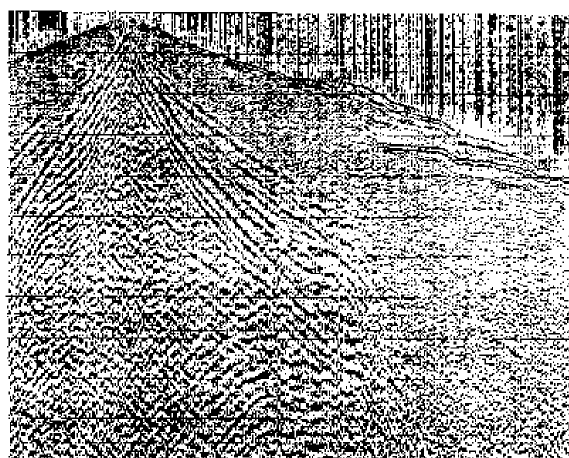


图 2－5－5(a) 4m 井深原始单炮记录

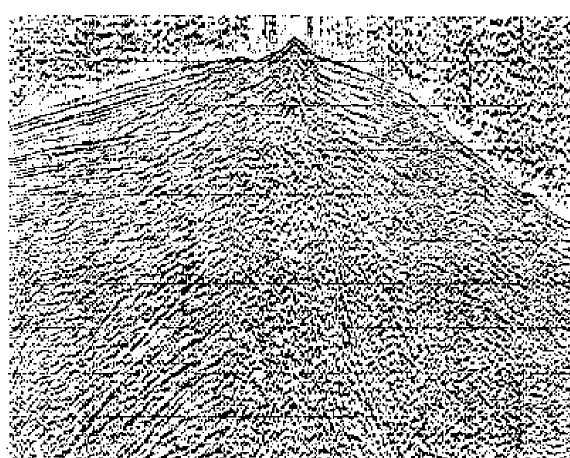


图 2－5－5(b) 8m 井深原始单炮记录

同时还可以根据山区气候多变特点，灵活掌握各个施工环节，以便改进记录质量。

2.5.4 巨厚砾石区采用可控震源

在地表多为巨厚的砾石层区，打井困难，坑炮效果差。选用大吨位可控震源，加大驱动幅度和采用力控系统见到了明显的效果，得到了信噪比较高的浅、中、深层反射。

自 1975 年我国石油系统引进第一套可控震源以来，在石油勘探中发挥了重要作用。如今已成为一种广泛应用的勘探工具。特别是在表层结构复杂的山前带、砾石区、戈壁和部分岩石露头区等钻井困难地区以及无法使用井炮的城市、工业区显示其独特的优越性。但由于这些地区地表、表层条件复杂，会带来诸如震源平板与地面“脱耦”、谐波畸变、表层吸收严重等问题，致使地震记录品质变差，资料信噪比和分辨率降低。通过 20 多年的实践和探索，各油田从实际出发都总结了一套解决上述问题的实用技术，为可控震源在复杂地表区应用奠定了基础。

2.5.4.1 改善可控震源资料信噪比和分辨率

在野外地震数据采集时，会出现各种干扰，特别是复杂地表区的数据采集。对于可控震源来说，采用数台可控震源组合，适当增加振动能量，延长扫描时间，是提高可控震源资料信噪比的有效方法，也是可控震源取得成功的关键。为了保证原始记录具有一定的优势信噪比带宽，以利于室内处理，还必须考虑大地，特别是表层的吸收作用的影响。从可控震源激发方面补偿大地吸收作用的措施有以下几个方面：

(1)用振幅控制的方法提高高频时的输出作用力，以增大高频地震信号的强度，减小直达波和面波的干扰。

(2)用非线性扫描或变频扫描的方式提高高频能量和高频的信噪比。

(3)适当增大激发信号的频宽。因为，子波的分辨率和清晰度随扫描信号相对频宽的增大而增加。通常，激发信号的相对频宽应大于 2 个倍频程，才能保证相关子波有足够的清晰度。但无限制地增加频宽，则带来更强的相关背景噪声。

(4)压制源致干扰。

2.5.4.2 解决平板“脱耦”和谐波畸变

相关技术是可控震源技术应用的基础，但相关也带来了相关噪声，其中一种特殊的相关噪声就是二次或更高次谐波，一般以二次谐波为主。产生二次谐波的原因主要在于：

(1)震源平板与地表耦合不好。当地表条件较差,例如有大砾石、地表坚硬、地形起伏不平和老地层出露地表时,造成震源平板与地面接触不良。在刚起震时,某台震源振动起始扫描频率发生畸变,致使检波器接收到的是畸变信号,相关后出现谐波。

(2)驱动幅度过大。若驱动幅度过大,振动能量强,加之地表坚硬,例如在岩石露头区和戈壁滩等,使得起震时地表对平板的反弹性加大,从而引起振动频率畸变,产生谐波。

解决二次谐波的措施是:

(1)根据谐波失真总量选择驱动幅度。谐波失真总量是反映可控震源振动输出能量与实际下传能量之间的关系,反映信号畸变失真度的参数。在复杂山地地表区,加大驱动幅度未必能增强下传能量,有时反而加大了信号失真度。因此,可根据不同地表条件下的谐波失真总量,选择驱动幅度,有利于提高激发效果,减小谐波畸变。

(2)根据表层介质疏松程度选择扫描频率。对于地表疏松地区,降低起始频率;对于地表坚硬地区,应适当提高扫描起始频率。

(3)充分发挥现代可控震源先进的控制系统功能。为了极大限度地改善激发信号的品质,现代可控震源提供了许多先进的控制技术。例如测量可控震源振动输出力大小和畸变失真度的技术,即可控震源计算机分析系统、相位和输出力反馈控制技术等。

2.5.4.3 可控震源新型控制系统

可控震源新型控制系统 VE416,它应用了现代控制论和计算机实时控制技术,具有许多新的激发手段和应用方法。该系统采用伪随机码信号、多源激发、多扫描参考信号、多种线性、非线性扫描、组合扫描和变频及变相位等技术。主要优点是适应复杂地表条件,采用了先进的数字伺服控制,处理程序化控制技术实时地对地面力信号进行振幅和相位控制,各种功能是根据所填的参数程控运算而获得,不易出现人为的质量事故,各项质量控制参数一目了然。因此,保证了记录质量,提高了施工效率。

图 2-5-6、图 2-5-7 为山前冲积扇岩石露头复合区可控震源地震剖面与炮井采集的地震剖面比较。从图中可以看出,可控震源采集的原始单炮(b)和叠加剖面(b)的分辨率和信噪比都有较大的提高。

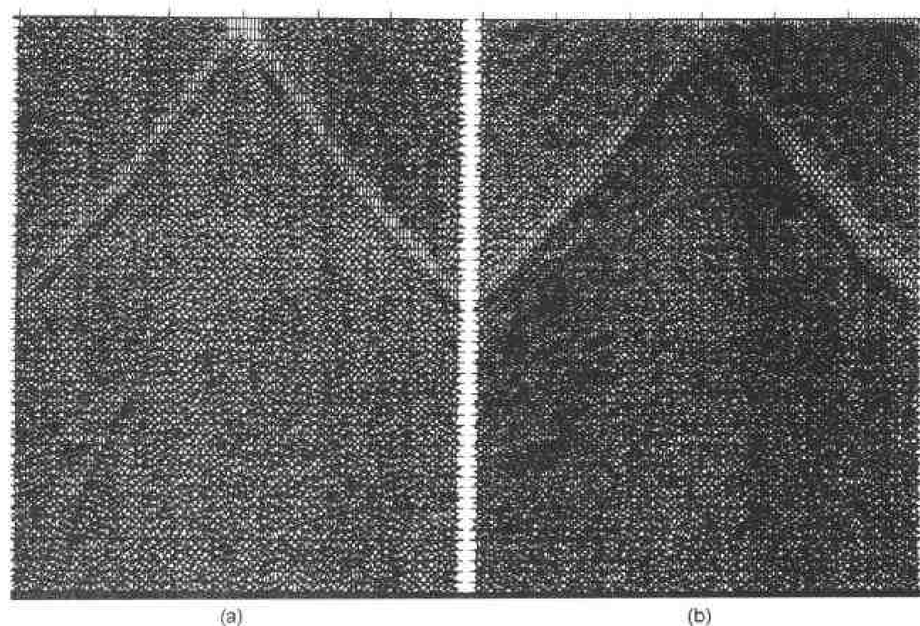


图 2-5-6 可控震源(b)与井炮(a)记录对比

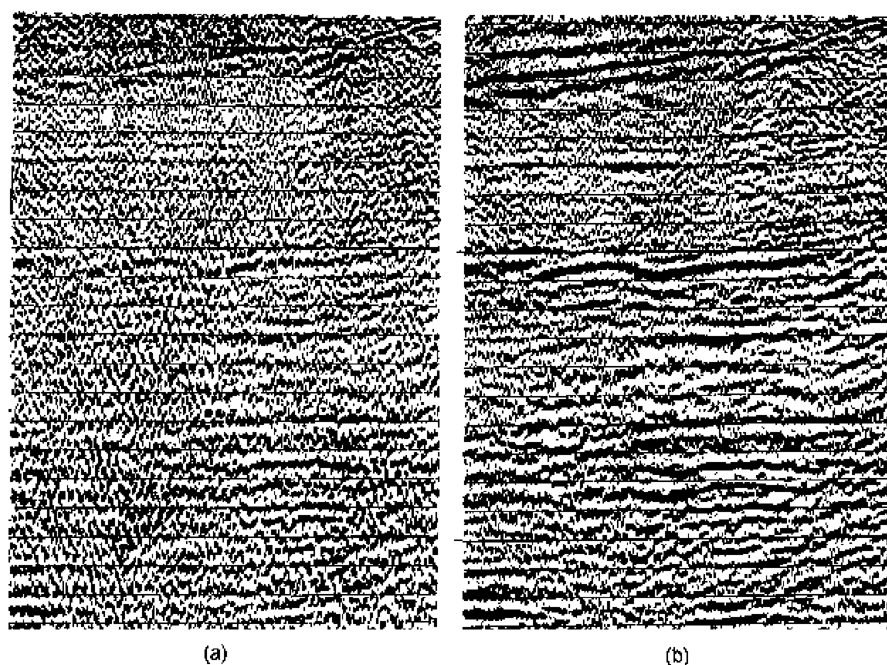


图 2-5-7 可控震源(b)与井炮(a)剖面对比

2.6 检波器面积组合接收

复杂地区一般都有较强的面波、折射波、多次折射波以及次生干扰。前三者来自炮点，后者来自四面八方。为了压制这些干扰波，采用多个检波器(10～30个)的面积组合。如果表层的厚度基本一致，高差主要是表层下伏地层造成的，但其速度较高，组内高差可放宽。

不同类型的检波器的频率特性不同，山地地震勘探应选择有利于接收高频信号的检波器。例如采用超级检波器施工，它对高频信号有相对提升作用，其资料的分辨率明显高于常规检波器。

由于表层岩性横向变化大，同一条测线往往有所不同，同一排列的各道接收条件也不一致。在坚硬岩石直接裸露地表，检波器埋置，难以实施规则面积组合，经理论计算的特性曲线，要压制面波之类某些规则干扰，组合基距很大。同时，各检波器间高差大会使输出波产生严重畸变。因此，通过实践，沿测线线性组合控制组合基距内高差，必要时，沿地形等高线非直线组合，埋置条件同时按“五避五就”优选，侧重改善组合平均效应。挖坑、夯实，作到平、稳、正、直、紧。同时，在岩石缝隙或溶沟中总结出的办法“有土挖坑、无土贴泥、雨后排水、晴天撒水”，以使检波器与大地耦合良好，避免微震干扰。

常规平原地震施工中，利用检波器组合的统计效应和方向效应来压制随机干扰和与有效波入射方向不同的规则干扰波(主要是面波等)的方法是有效的。而在山区采用大组合基距、多检波器组合很难保证组内各检波器埋置在同一高程上；此外受地层产状变化影响，地震波到达地表方向并非垂直入射，采用大排列、大组合基距、多检波器组合易使反射波受到损失。因此，组合检波器方法应以小基距，少量检波器(采用9～18个检波器组合)组合为佳。

为了避开高频环境噪声和减少表层松土对高频成分的吸收，适当深埋和插紧检波器是较有效的方法。检波器埋深一般在0.3～0.5m(图2-6-1)。为了压制高频干扰和次生干扰，面积组合接收是必须的。

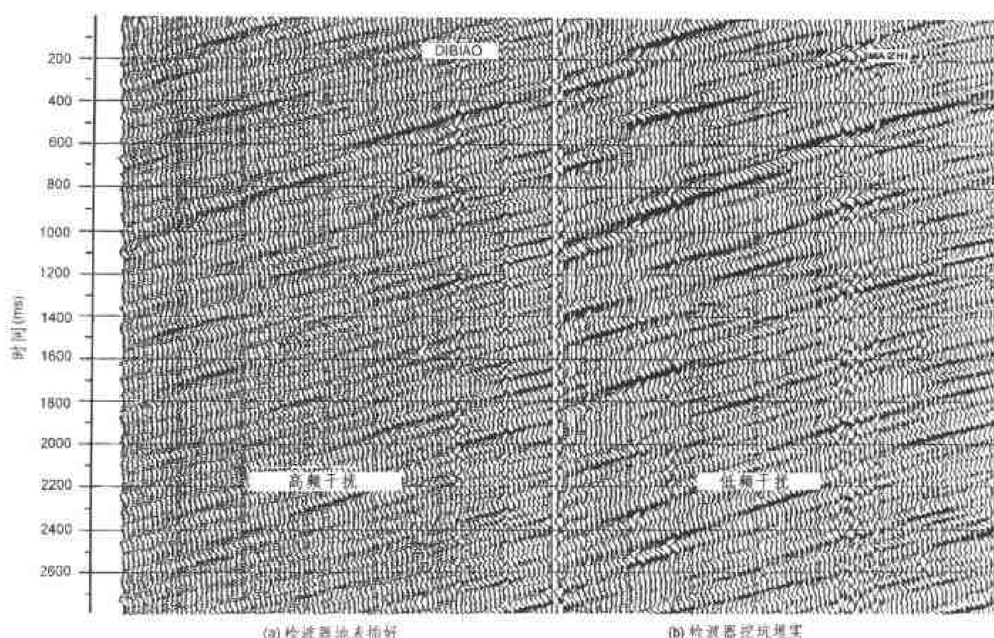


图 2-6-1 检波器埋置记录对比

2.7 观测系统选择

根据观测系统的选择灵活多变,可在构造的不同部位或不同的地表和地下情况,采用不同的激发方式,例如下倾激发、加密激发点等,从而做到观测系统选择的准确性、科学性和实用性。

论证参数须在一般参数计算基础上,增加薄层滤波特性,纵横波接收参数,井中激发子波求取,细长药柱、导爆索激发,记录信噪比及覆盖次数分析,山坡低速带检波器组合,陡构造测线长度计算等;以及模型正演(零和非零炮检距),观测系统计算机设计、检查绘图等,使采集参数设计更先进、快捷、图件美观。

观测系统"三合一"图,是用于指导山区钻井和仪器组施工、估计药量、了解障碍和干扰的实用图件。针对山区特点经过研究和实践,形成了一套过障碍的设计理论和技术,包括不等炮检距观测;同一条测线不同覆盖次数、不同道距(等倍数)观测;中间、端点放炮单边、双边联合观测。为保证过障碍时施工方便,工作量最小,满足障碍部位覆盖次数,总结出了两种经验公式:

(1)不能钻炮井,但能埋置检波器的障碍,用两侧等同加密炮点的"搭棚"观测。其加炮数 x 用下式计算

$$M_r = (n-1+x)d + (\mu+1)\Delta x$$

(2)不能钻炮井又不能埋置检波器的障碍,其障碍宽度与满足覆盖次数、最大炮检距、加炮数的关系式为

$$X_m = 2M_r + 2(n-1-x)d - \Delta x \qquad \text{(端点放炮)}$$

$$X_m = 2M_r + (n-1-x)d - \Delta x \qquad \text{(中间放炮)}$$

式中,M_r 为障碍宽度;x 为加炮数;d 为炮点距;μ 为偏移距;X_m 为最大炮检距;n 为覆盖次数;Δx 为道距。

2.7.1 分辨率与偏移距

根据反射波时距曲线方程

$$t_x = \frac{1}{V}\sqrt{4h^2 + x^2\cos^2\theta} = t_0\sqrt{1 + \frac{x^2\cos^2\theta}{4h^2}} \tag{2-7-1}$$

对上式微分，并以 Δt_x、Δt_0 代替微分符号可得到

$$\Delta t_x = \Delta t_0\left(1 + \frac{x^2 + \cos^2\theta}{4h^2}\right)^{-\frac{1}{2}} = \Delta t_0\cos i \tag{2-7-2}$$

或

$$t_0 = t_x/\cos i \tag{2-7-3}$$

式中，i 为入射角；θ 为地层倾角；h 为目的层深度。

上式表明，对于同一地质体，同一频率成分的地震波，在分辨地下同一厚度的地层时，由于炮检距的不同，纵向分辨率也不同。非零偏移距道的旅行时差小于零偏移距道；远偏移距道的旅行时差小于近偏移距道。从图 2-7-1 中也同样看出，在零偏移距道时，时差为 190ms，而在大偏移距道时，时差为 150ms。从而得出这样的结论：小偏移距道地震记录反射时差大，分辨率高；大偏移距道地震记录反射时差小，分辨率低；并且零偏移距道时差最大，分辨率最高(图 2-7-2)。

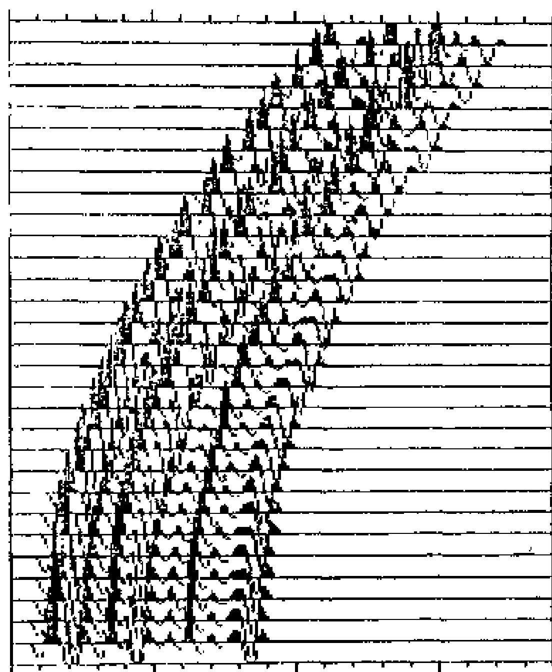


图 2-7-1　不同偏移距模拟记录

对于横向分辨率，在零偏移距时，其菲涅耳带是圆，而在非零偏移距时，其菲涅耳带则变成了椭圆，并且激发点和接收点分别位于椭圆的两个焦点上。

由零偏移距的第一菲涅耳带半径公式

$$R = \sqrt{\lambda h/2} = \sqrt{vh/(2f)} \tag{2-7-4}$$

可得出垂直于炮检方向的非零偏移距道上的第一菲涅耳带半径公式为

$$R_A = R/\sqrt{\cos i} \tag{2-7-5}$$

沿炮检方向的非零偏移距道上的第一菲涅耳带半径公式为

$$R_B = R_A/\cos i = R/\sqrt{\cos^3 i} \tag{2-7-6}$$

上式说明，非零偏移距道上的菲涅耳带半径总是大于零偏移距道上的菲涅耳带半径，即非零偏移距道上的横向分辨率比零偏移距道上的横向分辨率低，并且随着偏移距的增加，横向分辨率逐渐降低，沿炮检方向的横向分辨率更低(图 2-7-3)。

2.7.2　排列长度

为了保证接收的地震波能量稳定，较好地保持反射波的动力学特征，必须根据勘探目的层合理地选择排列长度。

结合勘探区的地质特点，根据正演模型，我们计算了多层介质条件下反射系数与入射角的关系曲线(图2-7-4)，在此基础上判断最大临界角，从而确定在地面接收确保反射系数稳定

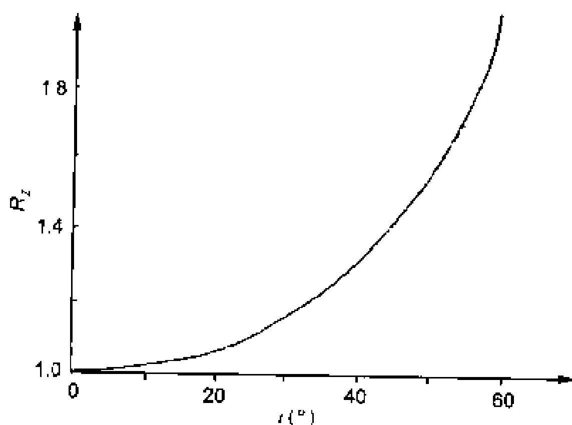


图 2-7-2 纵向分辨率与入射角的关系曲线

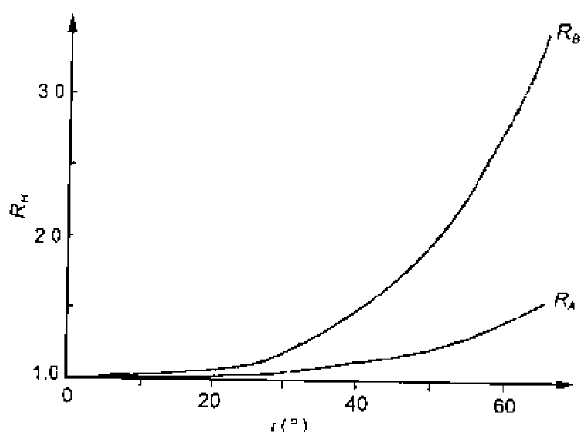


图 2-7-3 横向分辨率与入射角的关系曲线

所需要的最大炮检距。

若排列长度过大，造成反射系数变化大，振幅和动校正拉伸畸变严重，使得最终处理剖面的信噪比和分辨率降低；若排列长度过小，则会影响动校正速度不准，造成叠加效果不佳和高频成分损失，并对压制多次波不利。所以，应根据探区的实际情况，选择合适的排列长度（图 2-7-5）。

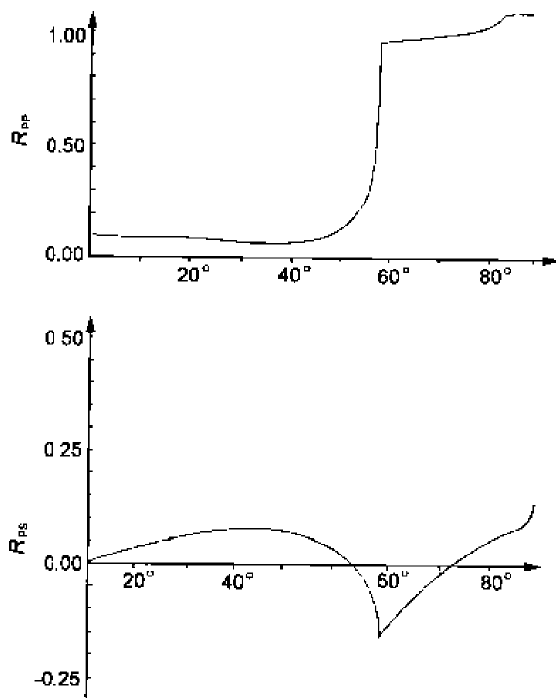


图 2-7-4 反射系数与入射角的关系曲线

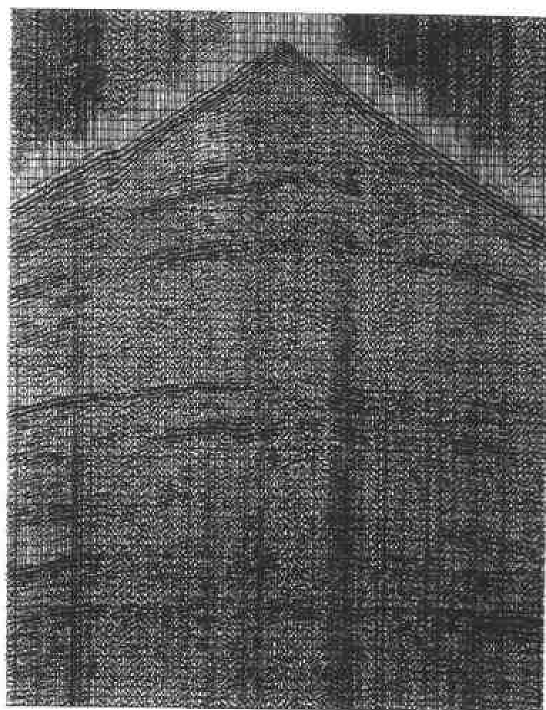


图 2-7-5 原始单炮记录

2.7.3 组合基距

在选择好排列长度后，组合基距的选择显得尤其重要。无论震源或检波器组合，虽然组合基距、组合个数和组内距是三个相互联系在一起的主要因素，但组合基距起决定性作用，必须在小于最短有效信号波长之半的条件下，使干扰波能有效地压制，对信号通放。

由组合长度 L 与入射角 i 的关系

$$\sin(i) \approx V/(fL) \qquad (2-7-7)$$

可知

$$L = v/f\sqrt{x^2+4h^2}/x \qquad (2-7-8)$$

从上式及图 2-7-6 中可得出：为了保证同样的到达时差，随着偏移距的增加，组合基距明显减小，并且目的层越浅，差别越明显。

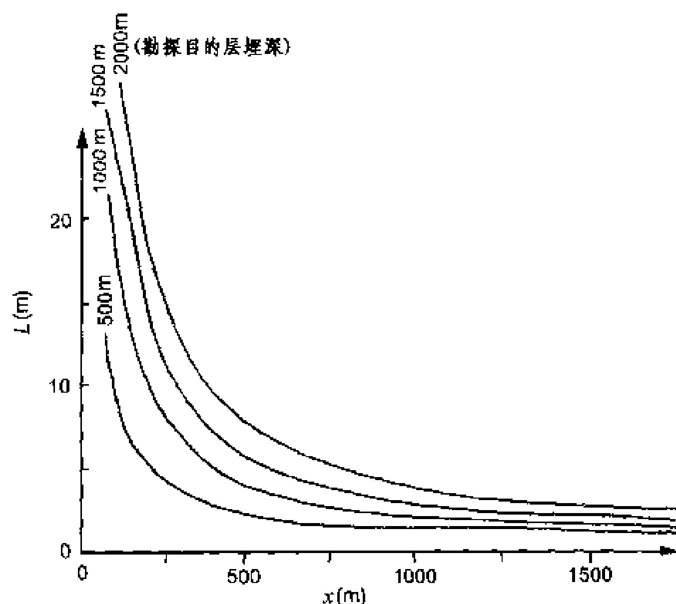


图 2-7-6　组合基距与偏移距的关系曲线

在大偏移距条件下，纵向分辨率和横向分辨率降低了，而且动校正拉伸和组合长度也会使分辨率降低。所以，从提高分辨率的角度，野外资料采集应严格进行排列长度、组合基距和偏移距的选择。

综上所述，采用短排列观测系统，反射路径短、吸收衰减少，宜补偿，反射系数稳定，能量强。它可以相对提高中浅层地震资料反射波的覆盖次数，提高地震记录的信噪比。

图 2-7-7 是某测线上一段不同偏移距叠加剖面的对比。从图中可看出：近偏移距叠加

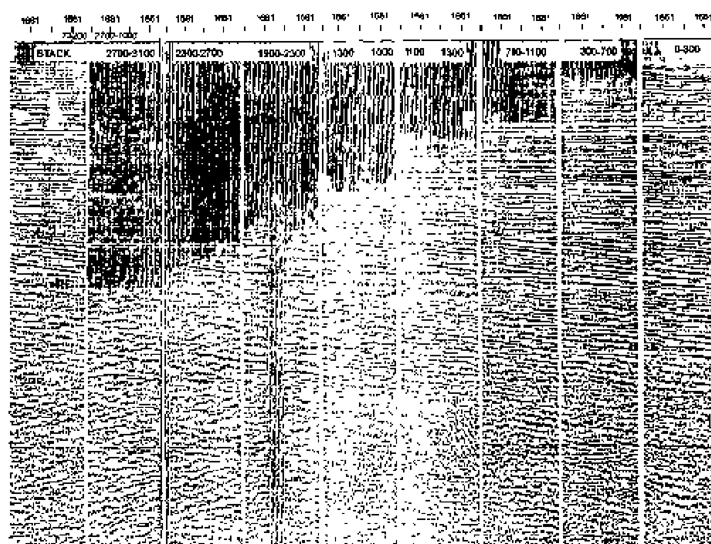


图 2-7-7　不同偏移距叠加剖面对比

剖面层次齐全,浅层的高频成分保留完整,信噪比和分辨率明显高于大偏移距叠加剖面;大偏移距叠加剖面浅层损失严重。同时,从近偏移距叠加剖面和最终全偏移距叠加剖面上也可看出:近偏移距叠加剖面可观测到薄互层反射的复波,而最终全偏移距叠加剖面虽提高了信噪比,但高频成分减少,浅层尤其明显。所以,在实际地震资料采集中,要适当地限制最大偏移距。在资料信噪比较低时,主要是落实圈闭和构造可以用大排列或超大排列接收。

2.8 覆盖次数选择

通常山地地震勘探探区内,环境噪声和各种干扰大,覆盖次数的选择尤其重要。在综合考虑地下和地表地质情况,并有效压制多次波和随机干扰,保证速度分析和求取地表静校正量的可靠性,以及提高地震记录的信噪比和分辨率的前题下,采用的覆盖次数不宜太低或太高。因此,对覆盖次数的选择,还应考虑有效的覆盖次数(图 2-8-1),即对于不同的地质目标,地下有效的反射段应该选择多少。图 2-8-2 近道由于受各种干扰的影响,没有得到地下有效的反射,因此理论上的覆盖次数就要降低;同时由于受复杂地表和地下构造产状的影响,构造复杂部位真正在每个 CMP 上的反射差别很大,有的 CMP 上的反射可能很少,不能满足地质勘探任务的要求,这就要求借助模型,设计出最佳的观测方式和覆盖次数。

同时,由于简单的动校叠加,将会产生动校拉伸。动校拉伸与入射角有关:

$$f_0 = (1 - \beta)f \tag{2-8-1}$$

$$\beta = \Delta T / \sqrt{t_0^2 + (x/v)^2} = 1/2 \cdot \mathrm{tg}^2 i \tag{2-8-2}$$

式中,f_0 为动校正后的频率;f 为动校正前的频率;ΔT 为动校正拉伸率;T 为动校正量。

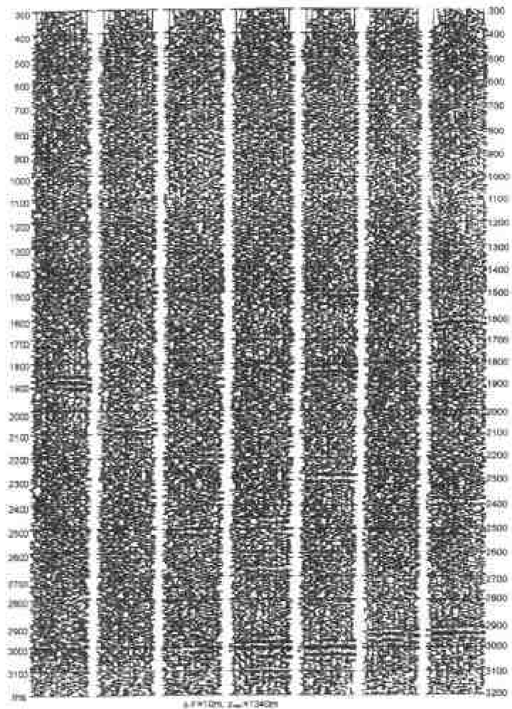


图 2-8-1(a) 道距 10m、加噪、动校、10 次覆盖 CMP 道集记录

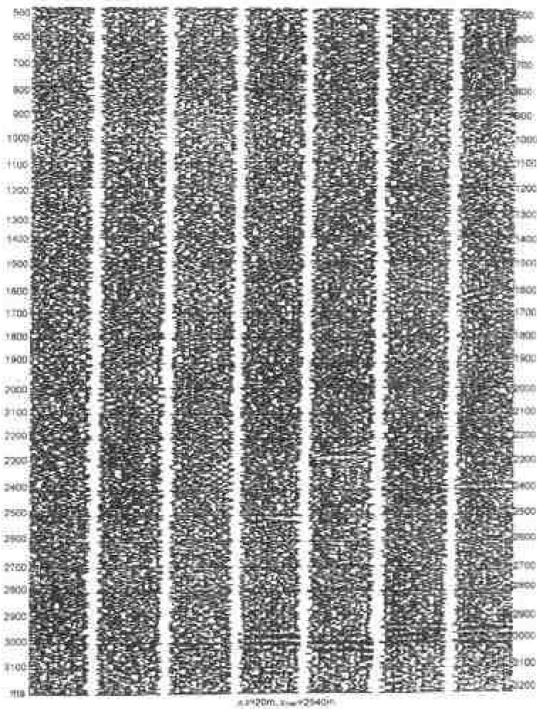


图 2-8-1(b) 道距 20m、加噪、动校 10 次覆盖 CMP 道集记录

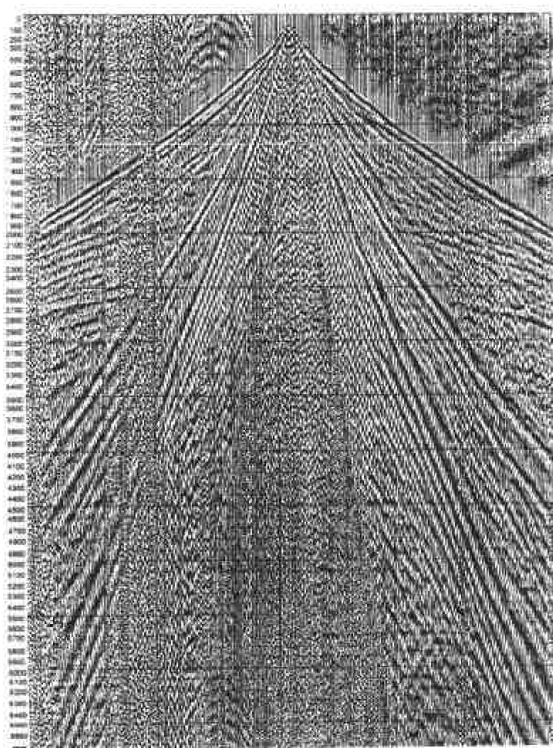


图 2-8-2(a)　野外实际单炮记录

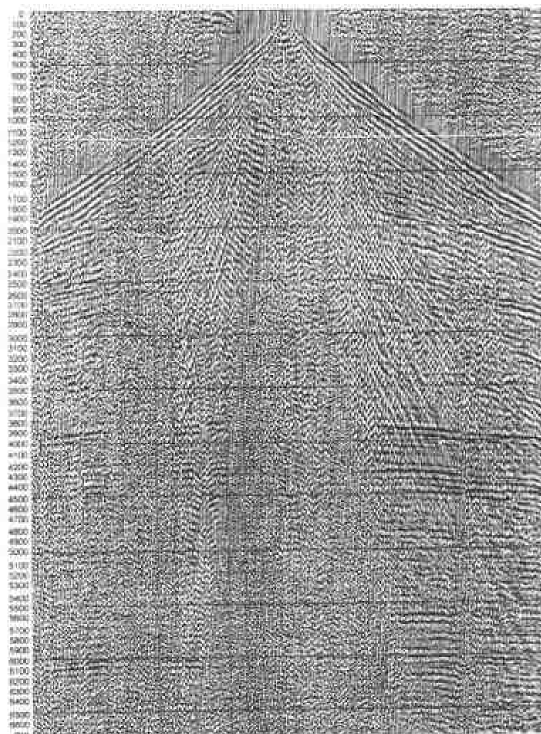


图 2-8-2(b)　经过处理后的单炮记录

因为远道的动校正量 T 或入射角 i 总是大于近道的动校正量或入射角，所以同样有远道的垂向分辨率低于近道的垂向分辨率，非零偏移距道上的分辨率低于零偏移距道上的分辨率(图 2-8-3)。

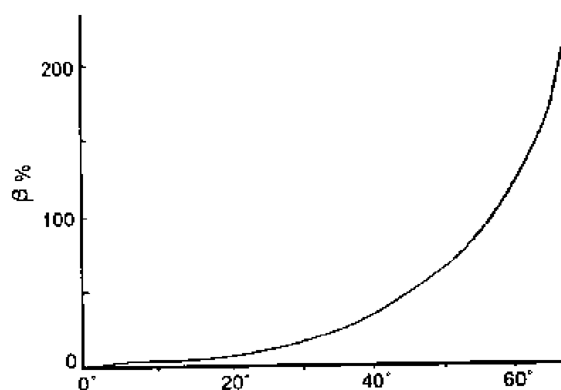


图 2-8-3　动校正拉伸与入射角的关系曲线

选择适当的叠加次数，降低生产成本。因为增加叠加次数会降低纵向和横向分辨率，只有在减小道距和选择合适的排列长度的条件下，叠加次数才对分辨率和信噪比有利。所以，在实际资料处理中，应采用近道资料用于叠加，远道资料用于速度分析的方法。

图 2-8-4 是某测线上道集的不同叠加次数的记录对比。从图中可以看出：信噪比随着叠加次数的增加而提高，当叠加次数为 16 次时，记录的相关值已达到 98%，信噪比为 2.3；当叠加次数为 24 次时，记录的相关值已达到 99%，信噪比为 2.6；而随着叠加次数的增加，记录的相关值和信噪比增加越来越缓慢。同时，由对应的频谱分析看到，叠加次数大于 16 次时，30Hz 以上的高频成分已有一定的削弱，特别是 75Hz 以上的高频成分有了明显地衰减。

根据不同的地质任务，在不同的构造部位和不同的岩石出露区，选择合适的覆盖次数；同时对高覆盖次数剖面抽为低覆盖次数剖面的分析，特别注意用高覆盖次数剖面处理的结果简单地抽为低覆盖次数剖面的做法是不合理的。应对高、低覆盖次数的剖面分别用各自的处理参数和流程进行处理和分析，从而正确地选择覆盖次数。增加覆盖次数是提高信噪比的有效方法。在探区内，需做大量的覆盖次数采集试验和室内处理分析，确定山地地震勘探低信噪比

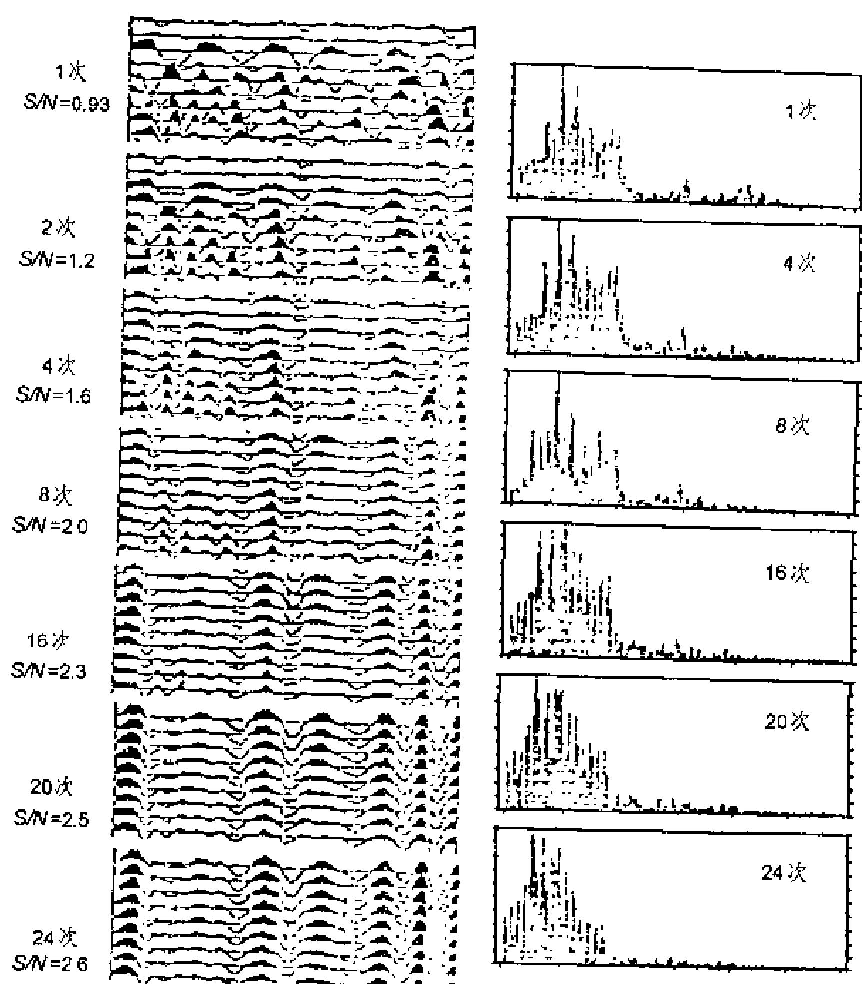


图 2-8-4 叠加剖面效果及频谱分析

区较合理的覆盖次数。通过实践得出，一般采用 30 或 60 次覆盖施工的剖面信噪比都有明显的提高，高陡构造的顶部可以增加到 90～120 次覆盖。

2.9 高精度测量

测量工作是物探野外采集的第一道工序，测量工作的好坏和快慢直接影响物探施工的质量和进度。

山地地震测量具有不同于其它地形条件下的特殊性，因而对于测量施工的要求就更高。行之有效的方法主要有测线坐标系、坐标测量模式、自由导线坐标放样等。

山地地震测量工作主要包括控制点、井位和检波点坐标及高程的测定等。由于山地通视条件差(如森林、灌木、深沟、陡岩)，攀爬困难大，测量工作比平原、沙丘困难和复杂(图 2-9-1)。

控制点测量以静态、快速静态 GPS 卫星定位并采用点(边)联接基线网或单基线形式布设控制点，以导线作起始方位、短边长、多测站、区块统一平差和高程拟合(或单点高程异常校正)。

导线、炮点、检波点的测量，采用全站仪、红外线测距仪，短边长多测站曲折导线，物理点放样实测各点坐标高程并采用“山地测量员”软件计算、绘图。条件好的地区已采用实时快速定位系统(RTK)。根据山地地形特点，因地制宜，一般采用 RTK 技术与常规测量方法相结合的办法进行测量施工。测量结果记录软盘、直接输入计算机处理。



图2-9-1　测量人员在施工搬迁中

2.9.1　测量精度要求

2.9.1.1　导线布设形式

(1)起闭于两已知点上和两方位角间的附合导线。

(2)起闭于同一已知点上不同方位角的环形闭合导线。

(3)起闭于同一已知点上同一方位角的环形闭合导线，但必须在导线任一点上作方位或坐标检核，以证明起始点的可靠性。

(4)特殊地段可布设支导线，但支导线必须在最后一点进行坐标、高程校核，其校核边长不计入支导线总长。

2.9.1.2　导线布设技术要求

导线坐标闭合差，在成图比例尺1:10000～1:100000、导线总长20～60km时，要求1/2500～1/1500。

导线高程闭合差为：$2\sqrt{2m_0^2+u^2\cdot s^{-2}\cdot n}$。

导线方位角闭合差为：$40''\sim60''\sqrt{N}$，(N 为测站数)。

2.9.1.3　检波点、炮点要求

(1)检波点、炮点位置允许在垂直测线方向的左右50m范围(简称50m条带)内选择。

(2)二维直测线施测前，为选择最佳激发、接收条件，检波点、炮点位置由地质员根据地质条件在垂直测线左右允许位移范围及道距允许变通范围内进行选择。具体分3种情况：

①采用直测线斜等道距施工时，按规定的道距长度，用测绳沿地表进行丈量后再用仪器测定其坐标高程，其道距变通范围如下：

a. 平坦地段允许在设计长度的0.9～1.1倍范围内变通；

b. 平缓山地允许在设计长度的0.8～1.2倍范围内变通；

c. 起伏较大地段可在设计长度的0.7~1.3倍范围内变通;

d. 特别困难地段最小道距不得低于设计长度的0.6倍,最大道距的水平距离不超过相应道距的设计长度。

②采用直测线平等道距施工时,整条(环)测线投影在设计测线上的实际长度与实测道数反算的测线长度之差不得超过一个道距。

③采用直测线不等道距施工时,按地震勘探设计要求选择好检波点、炮点位置,作上标记后再用仪器测定其坐标、高程。

(3)弯曲测线施测时,沿设计测线方向的转折角应小于或等于30度(特殊地区按地震勘探设计要求执行)绘制并提供1:10000的炮点、检波点平面位置图。

(4)三维观测施工时,按设计的炮点、检波点坐标在规定的坐标允许变动范围内放样及观测。

(5)采用明显、能保存到施工结束的材料做检波点、炮点标志,在标志上面写明测线号、检波点、炮点号。

(6)测线通过困难地区(如:过村庄、河流、陡崖等)必须丢道时,其丢道桩号计算在整个测线桩号内。采用斜等道距施工时,绝壁地段按相应的水平距离计算丢道道数。

(7)实测方法:检波点、炮点的坐标、高程,可采用极坐标法、全站仪坐标测量、GPS实时差分测量等方法进行实测。

①采用极坐标法,人工记录测量时,水平角采用单觇半测回测定。天顶距采用不同尺高测定二次,二次尺高间距0.5m以上,二次尺高算得的高差互差按直、反觇高差较差的限差规定执行。通视条件特别困难的密林区可采用正、倒镜施测。距离采用光电测距仪测定两次,读取至厘米,两次互差不超过0.1m。

②采用全站仪自动记录测量模式,利用极坐标法或坐标测量方法进行测量时,坐标、高程(距离、水平角、天顶距)采用单觇半测回测定一次。

③在GPS信号接收条件允许地区(段),可采用GPS测定检波点、炮点的坐标及高程。

④采用不同尺高观测,边长过长时,应加入指标差改正。

2.9.2 GPS高精度测量

全球卫星定位系统(GPS)是一项新的空间技术,近年来得到了飞速的发展。GPS卫星定位是用于建立大地控制点最精确的手段,也是确定地震测线位置及钻探井位的快速、准确而有效的方法。石油系统1988年在全国率先引进了该项技术,是我国引进最早,拥有设备最多的行业。自该项技术引进以来,在石油天然气勘探中发挥了重要的作用。

控制点测量一般使用Ashtech、MDXⅡ双频GPS接收机,采用点联结或边联结方法布设GPS控制网点,点位分布于物探测线的端部或中部。导线和检波点测量使用全站仪或红外线测距仪以及经纬仪。

测量计算全部使用测量专用微机。新的测量机计算方法不仅提高工效、减少差错,提高了全过程的质量控制,而且对资料处理也带来很大方便。

由于测量精度直接影响静校正精度和小幅度构造精度。为了提高测量工作的效率和精度,近几年来还采取了一系列相关的措施和方法。

2.9.2.1 GPS数据传输

通常,导线测量等卫星定位数据软盘是送回基地进行处理,再将结果返回作业现场,往返

需要5～7d,有时更长,使物探测线不得不在没有闭合控制的情况下施工。这种卫星定位制约了勘探的进程,也存在很大的风险。因此,近年来发展起来的变事后处理为事前控制的卫星定位数据的无线短波传输系统,能很好地解决上述问题。该系统具有以下性能和特点:

(1)系统由电台、PK－232无线通讯控制器和微机三部分组成,小巧可靠,使用方便;

(2)PK－232无线通讯控制器采用自动请求发送技术,保证了数据传输的正确可靠;

(3)传输速度快,一是对数据压缩传输,二是对数据包的结构进行了调整,硬件部分也作了相应的改进,提高了有效信息的传输速度;

(4)抗干扰能力强,对数据包长和波特率进行了优化组合;

(5)能自动调整传输波特率,适应变化的短波信息;

(6)不中断通信联络工作,在数据传输中,如与对方通话时,信道质量变化只需切换PK－232开关即可继续数据传输;

(7)继发功能强,当传输的任何一方发生意外时,系统存储的信息不会丢失,传输恢复,即可继续发送;

(8)有自动调收文件功能,实现无人操作;

(9)具有汉化交互式界面功能,操作简单。

2.9.2.2 GPS网平差技术

在GPS控制网点的计算过程中,首先要进行处理网中的基线向量,然后再进行网平差处理。GPS网平差技术是一种弥补野外测量作业某一环节的疏忽或数据处理方法不当而造成定位精度降低的好方法,它的作业十分严格,平差结果给出了每条基线的相对中误差和每个点位中误差。

2.9.2.3 实时定位

实时差分测量定位系统也叫RTK或RTD系统。该系统施工方便、速度快、定位精度高,点位精度可达厘米级。由于RTK技术经常受到山地地表条件的限制,特别是在电台信号传输距离有限的情况下,一定要把参考站选在工区的制高点并要加大电台发射功率。为了保证实时定位的精度、在每日施工前及搬迁到新的参考站都要复测检核2个以上物理点。

2.9.2.4 建立数据库

物探测量工作中,现在已全部实现用微机进行数据的计算和整理,编写了测量数据处理软件,并建立了测量数据库。

二维测量数据处理,主要包括以下几方面:

(1)导线计算、高程计算、炮点偏移和拐点处理等;

(2)点、线坐标换带;

(3)测量数据库的建立;

(4)磁卡数据通讯等。

三维测量数据处理,主要包括以下几方面:

(1)炮线和检波线计算;

(2)炮点偏移处理;

(3)成果处理和检查;

(4)观测系统输出;

(5)理论坐标计算等。

通过采用以上技术措施,提高了测量精度。测线交点高程闭合差一般可控制在2m以内。

2.10 现场处理方法论证和质量控制

在山地地震采集中，普遍使用了现场处理机。采用国产软件 GRISYS 和引进 PROMAX 软件等多套现场处理系统。针对山区资料特点形成了处理流程积累了参数选择经验，能快速处理出水平叠加剖面，同时现场也可以作出偏移剖面。有些项目用现场处理剖面解释成图，既达到现场控制，又缩短了成果提交时间。按照规定，现场处理要求不加修饰性处理，保持野外采集的真实性(图 2-10-1)。

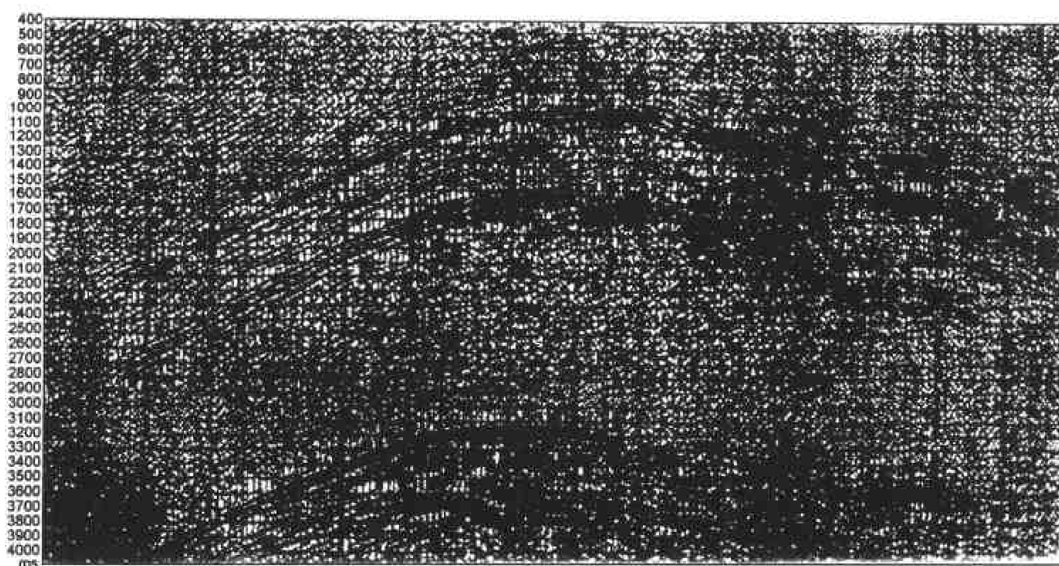


图 2-10-1　现场处理叠加剖面

现场处理能及时地进行施工现场的质量分析和控制，及时反馈信息，使二次方法论证更加准确可靠。同时，通过现场的质量分析和控制，判断野外采集的资料能否完成地质任务，并且也加速了一些新技术的应用和推广。例如初至波静校正技术，在配备了现场处理机后才实现了初至的自动拾取，从而加快了这项技术的应用。现场质量监控部分内容如下：

(1)野外磁带解编，包括 SEG-B、SEG-D 和 SEG-Y 格式；

(2)大炮初至自动拾取，可用于 2D 资料(图 2-10-2)、束状 3D 资料和特观资料；

(3)单炮记录分析评价，如频谱分析(图 2-10-3)、初至静校正(图 2-10-2)、频域滤波、

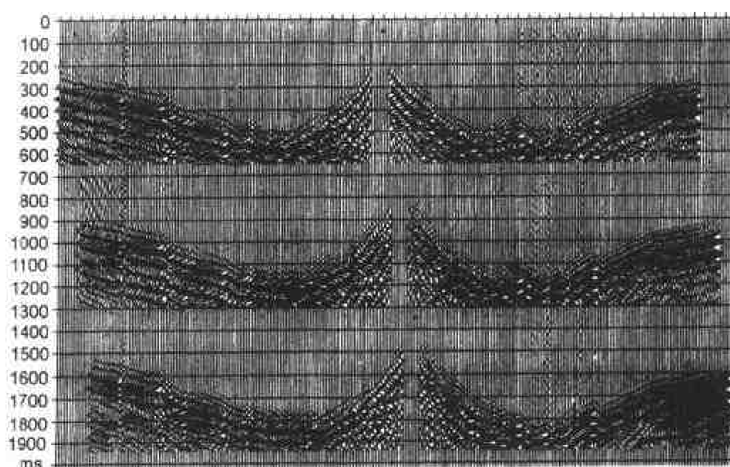


图 2-10-2(a)　野外静校正前的初至显示

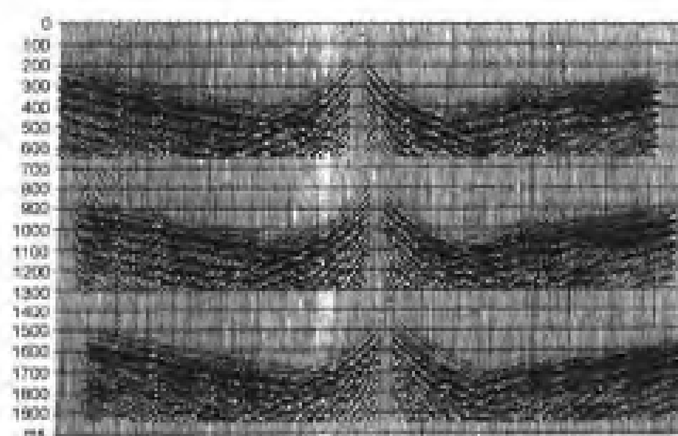


图 2-10-2(b) 野外静校正后的初至显示

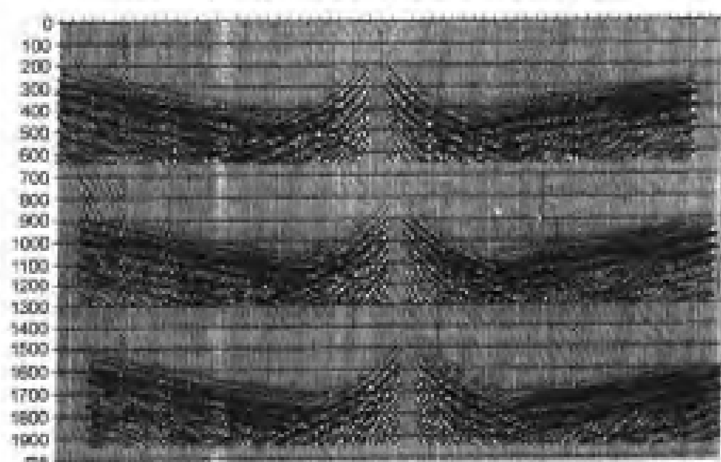


图 2-10-2(c) 交互折射波静校正后的初至显示

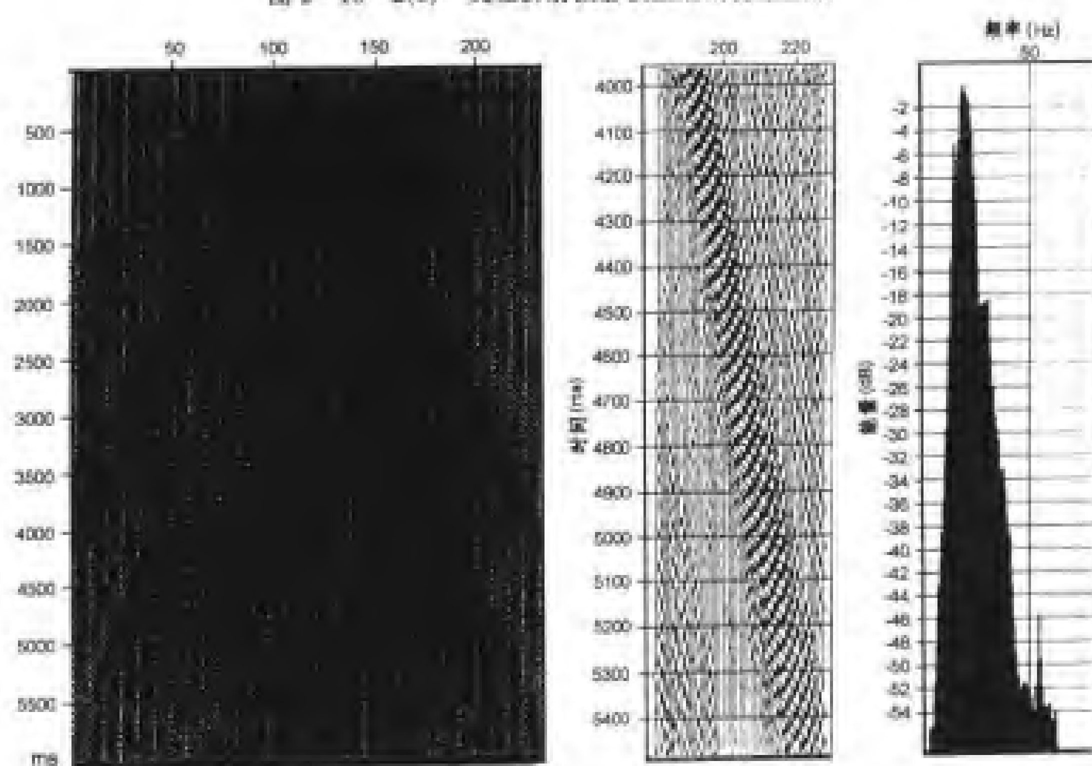


图 2-10-3(a) 原始记录、噪声、一维频谱分析

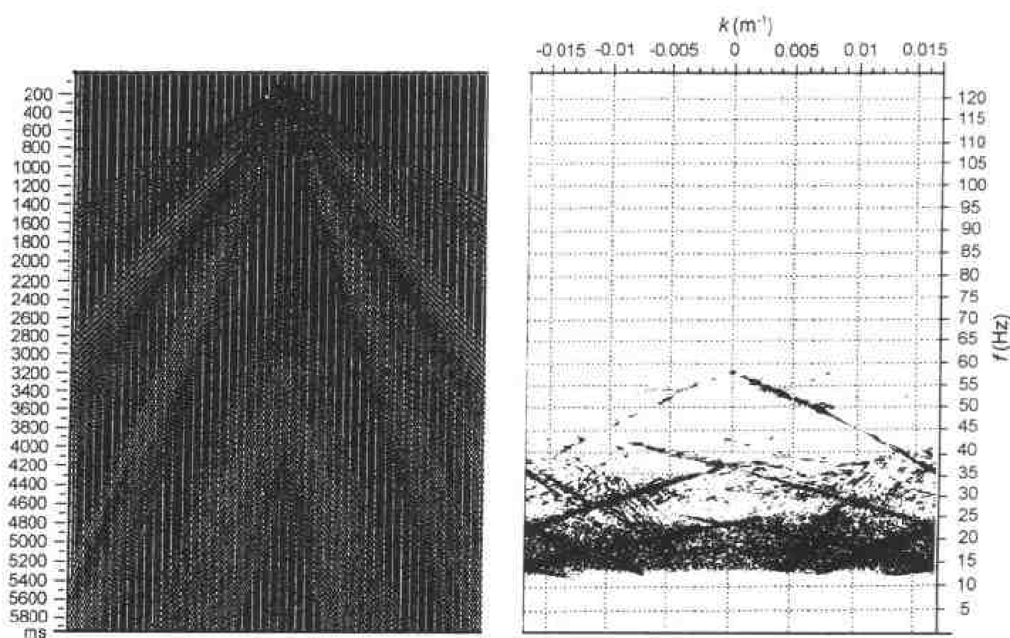


图 2-10-3(b) 原始记录噪声二维频谱分析

中值滤波、$f-k$ 分析和信噪比、分辨率的计算等；

(4)静校正质量控制，如交点闭合检查等；

(5)3D 时空定位等。

3 山地地震勘探处理技术

在山地地震勘探中，由于山地地表高低起伏，相对高差大，表层既有浮土，又有砾石，还有基岩出露。同时山地地下构造复杂多变，岩层产状变化剧烈，在断裂破碎带资料品质极差。因此，除给野外施工带来极大困难外，同时也给室内资料处理提出了一个全新的课题。纵观山地野外地震资料，主要有以下几个方面的特点：

(1)由于受地形和地表地质条件复杂的影响，野外采集获得的单炮初至变化大，静校正量大；

(2)由于受地下地质复杂构造和地层倾角的影响，速度在纵、横向上变化剧烈，速度有时出现倒转；

(3)由于受地表稀疏砾石和地下高速地层的影响，深层信号很弱，炮间能量频率特征变化大，一致性差；

(4)干扰严重，信噪比低。除面波、随机干扰及其它相干噪声以外，还存在着多次折射、转换波和高频次生干扰等。

诚然，要想处理好山地地震资料，使地下构造成像清晰、准确，就必须很好地解决以上难点。

根据山地地震资料处理的特点，经过长期探索和实践、总结出复杂山地地震资料处理的技术和方法，其处理流程见图 3-0-1。其基本处理模块介绍如下。

(1)浮动基准面和 CMP 参考面选择。

由于山地地表高低起伏剧烈，主测线和联络测线覆盖次数的关系会造成 CMP 参考面不闭合，从而导致统一基准面下的剖面不闭合。为了解决以上问题，以整个工区所有测线的测量成果为依据，选择合理的参数，建立近地表模型结构，它是首先由野外小折射和微测井等资料确定低降速带的速度和厚度，从而求得高速顶界面；然后根据探区的高程和低降速带等资料，确定合理的充填速度和建立统一的浮动基准面库。在此基础上结合钻井深度、井口时间等，求取每个炮点和检波点校正到浮动基准面上的静校正量，为全区各测线闭合打下基础，保证了构造形态的可靠。

(2)地表一致性处理。

地表一致性处理技术主要包括地表一致性振幅处理和地表一致性反褶积。由于山地地表横向变化较大，不同部位炮与炮和道与道之间能量和频率差异大，一致性差。采用地表一致性振幅处理一方面可以消除这种差异，另一方面还可对野值有明显压制作用。应用地表一致性振幅补偿，地表一致性反褶积(共炮点、共检波点)等技术，达到了压缩子波、消除由地表因素对振幅、子波的影响，改善剖面质量。

在复杂山地地区，单道反褶积(如脉冲、预测反褶积)结果往往不能令人满意，主要表现在：在自相关时窗内，各道所包含的干扰(如野值、面波等)比例不同，造成自相关函数也是不同的；道与道之间的反褶积算子存在着差别，导致反褶积滤波结果差别很大。地表一致性反褶积处理则弥补了单道反褶积的上述不足。

(3)静校正。

前面已述，山区低速带变化大，难以建立地表低速带模型，稀疏的微测井(或小折射)所求取的低降速带资料，不能代表其它点的速度，如果按检波点逐点作低速带采集，不仅成本高，而

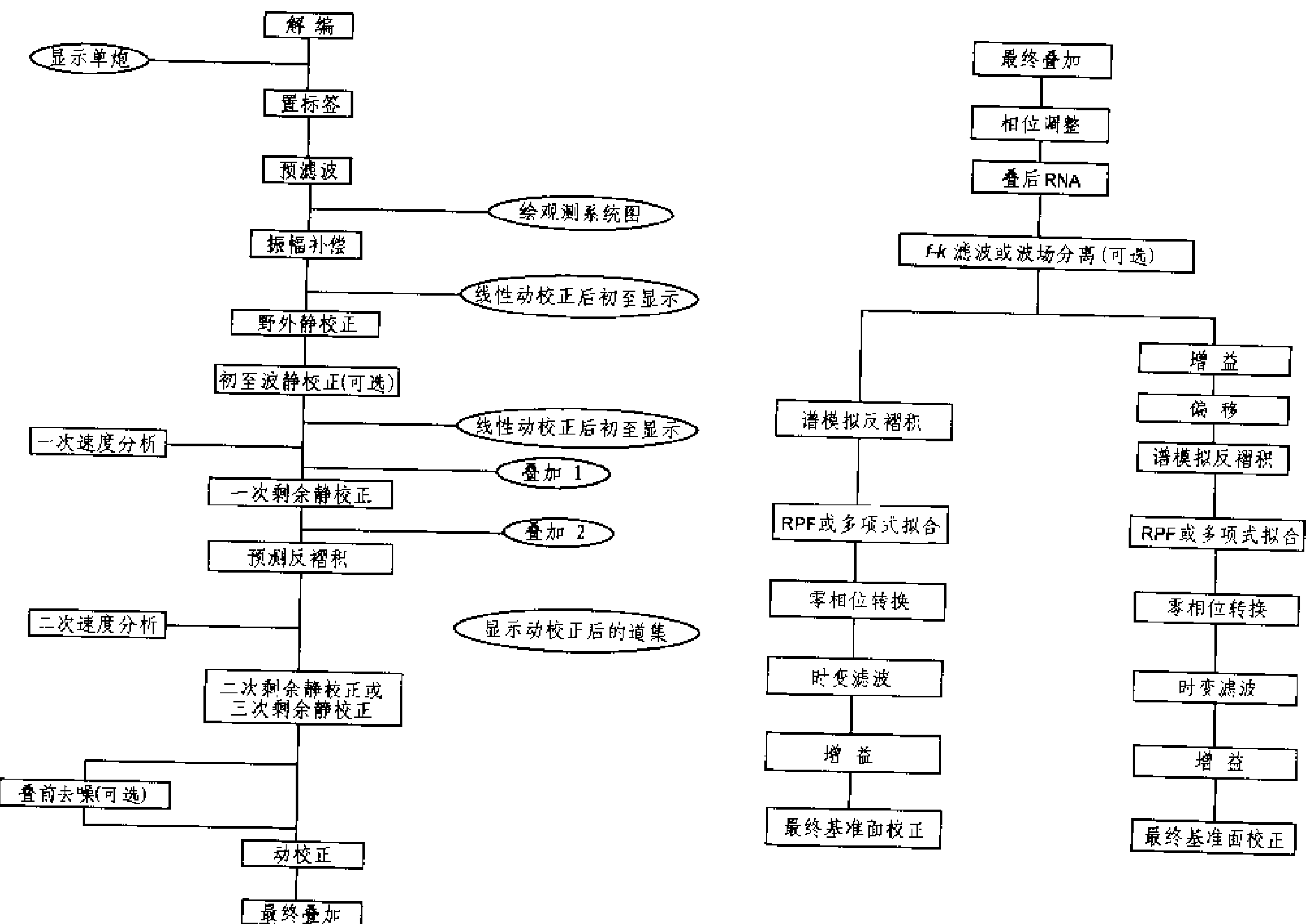


图 3-0-1　山地地震勘探资料处理流程图

且难以实施。因此,山地静校正问题一直在锲而不舍的研究、而又未解决好的问题,曾经研究和使用过浮动基准面静校正,延拓静校正。研制和开发了初至折射静校正取得了明显效果。但也受到一定限制,对于低信噪比资料不仅是静校问题,而是目前采用速度谱,速度扫描都因道集内无明显反射,难以确定哪一种速度是正确的,也是一个尚未解决的问题。此外,高陡构造的横向速度差异大以及长波长静校正也未解决好。

因此,在山地地表高低起伏,造成表层低降速带纵横向变化很大的情况下,在对野外资料进行浮动基准面校正后,基本上消除了地表低频分量的校正量,然后利用初至折射波消除地表的高频校正量。在基本约束的基础上,对所求的静校正量进行多次迭代逐次逼近,实现整条测线乃至全区的静校正量系统最优和全局最小化处理,可较好地解决山地地震资料静校正问题。

(4)叠前去噪。

因为山地地震资料信噪比很低,如何最大限度地提高资料的信噪比,是山地资料处理成败的一大关键。有些去噪技术已不适应低信噪比资料处理,如 ENHANCE, $k-l$, $\tau-p$ 域变换等。近年来研制的小波变换去噪、矢量保真去噪、N 次根去噪及单炮去噪等技术,由于效果和应用范围受限制,对于干涉波类型多、干扰强的低信噪比资料仍然不理想。但对于一些特殊干扰,例如,可采用随机噪声衰减方法,消除随机噪声;采用双倾信号优化模块,消除多次折射;采用较大步长的预测反褶积和地表一致性反褶积模块,在不损失深层弱信号的情况下,降低面波干扰。经过以上处理步骤,可较大地提高山地地震资料的信噪比和分辨率,基本上做到了时间对齐、波形一致、能量和频率特征较好。

(5)速度分析。

因为山地地震资料速度纵横向变化较大,采用常规的速度谱资料提取叠加速度,不仅精度低,而且容易选错。针对野外实际观测的情况,可选择合适的大道集进行精细的速度分析,对于高陡复杂构造的速度分析,应注意正负偏移距的影响,以及将山地逆冲推覆体速度倒转和多次波的速度区分开来,正确地求取速度。通常采用变速扫描的速度分析方法可较好地解决这个问题;同时,在纵横向速度变化剧烈的复杂高陡构造的主体部位,应适当加密速度谱的点数和速度扫描的分析精度。

(6)剩余静校正。

野外静校正和速度分析不可避免地存在着误差,使得反射波静校正和动校正后的数据还存在着明显的短波长静校正量,影响资料的叠加效果。所以,在资料处理过程中,采用了多次剩余静校正迭代的方法,即做多次速度分析和多次剩余静校正,这样可大大地消除反射波剩余静校正问题,同时也提高了速度分析精度,以便得到高质量的叠加成果。

(7)叠加。

由于受地表和地下复杂地质构造的影响,山地地震资料通常在近偏移距接收的资料被一些强干扰所覆盖,其信噪比值低于 1 所以需选择多种不同叠加方式,包括保持振幅叠加、反功率叠加、限制偏移距的部分叠加和 DMO 叠加等。

(8)叠后处理。

叠后处理主要包括提高信噪比和分辨率,以及偏移等处理。如何保证最终叠加剖面既有较高的信噪比和分辨率,又有活跃的波组特征及构造特征,是叠后处理的关键。在叠后提高信噪比方面,可进行叠后随机噪声衰减和径向预测滤波等。在叠后提高分辨率方面,可采用串联反 Q 滤波和零相位反褶积等技术。通过以上处理,可基本达到信噪比、分辨率和波组的有机统一。

(9)高分辨率处理。

在高分辨率处理中,普遍采用了谱白化、地表一致性反褶积和振幅补偿、反 Q 滤波、谱均衡、高频能量补偿、剩余零相位子波处理等技术,在近几年的高分辨率勘探试验中,研制和采用了叠前衰减噪声、分频处理、展谱展频、频域多项式拟合、小波变换、兰色滤波等处理方法和技术。

(10)高陡构造偏移归位。

针对高陡构造偏移归位问题,已进行了不断的探索,逐步分析、研究、总结、提高,形成了处理解释结合,利用钻井资料及叠加剖面建立地质模型,利用测井资料的层速度建立速度模型,并利用变速 $f-k$ 偏移,层速度时深转换,射线变速深度偏移,波动方程串级深度偏移等技术,以及叠前深度偏移,使高陡构造钻探成功率提高。但是随着勘探领域扩大,原有的地质、速度模型,在某些地区不具有指导意义,钻探时有失误。同时,由于高陡构造顶部资料信噪比低,地震测线覆盖次数低,剖面在顶部和陡缓转折部位信噪比更低,这部分的偏移归位成像及准确性仍需研究解决。

同时,山地地震资料速度在纵、横向上变化较大,偏移成像问题是一个较为困难的环节。通过大量分析对比试验工作,可选择 DMO 叠加、串联偏移和叠前、叠后深度偏移等技术,它能够有效地解决速度场纵横向变化大的难题。

总之,山地地震资料处理是一项复杂的系统工程,不可能寄希望于某一套处理系统和处理流程去处理好山地地震资料。在实际工作中,只有不断研究,大胆探索,才能有新的进展和突破。

3.1 复杂地表区静校正

要在地表复杂地区得到优质的地震剖面,必须掌握好一些关键技术。地表复杂区静校正技术就是最重要的关键技术之一。为了攻克静校正,人们一直在进行着不懈的努力,从事野外勘探的地震工作者,在长期的生产实践中发展了一整套计算野外静校正量的方法和技术,例如小折射和微测井技术、山丘曲线法、相似系数法等,这些方法特别是第一种,能够较好地控制低频分量。

在地震资料处理中,发展了基于反射波的自动剩余静校正技术,这种方法本身只能求取高频的静校正量,当反射波的信噪比低或剩余静校正量大于反射波的半周期时,则不能得到稳定的结果。于是,发展了利用信噪比较高的初至折射波的静校正技术,有基于经典的折射理论通过反演近地表模型进而计算静校正量的技术,例如:延迟时法、ABC 法、扩展广义互换法、广义线性反演法、瞬态瑞雷面波法等。理论上讲,这些方法能获得包括高低频在内的所有静校正量,但是它们均要求拾取真正的初至旅行时,而且必须追踪同一个高速折射层,这在整个测区内往往难以满足。因而,有可能产生基准面静校正量的误差,这种方法能否成功地运行,主要取决于地表的复杂程度和使用者的经验和水平。

在利用初至折射波求取静校正量的技术中,还有一类称为相对的折射波静校正技术,这类方法不反演近地表模型,直接从初至旅行时求得静校正量,例如模型曲线法和全差分法等。这些方法不要求拾取真正的初至旅行时,不要求追踪同一个折射层,也不要求预先知道上覆地层的速度和厚度,因而更适合于复杂的地表地区。但是,它们不能确定低频分量。

静校正的方法很多,归纳对比起来看,利用初至折射计算静校正量这类方法用得最多,发展较快。模式识别初至自动拾取静校正,是一种高效的有发展前途的静校正方法,广泛采用交

互式或自动方式,拾取任意类型波的初至来进行校正和解释,扩展了利用折射波和绕射波研究剖面上部介质的范围,即从具有准水平底界和恒定速度的单层低速层,到具有任意类型折射界面和不同范围速度异常的多层梯度介质。这样更能适合山地等复杂地表区的资料处理。

综上所述,尽管人们都在从不同的角度去思考并试图解决这个难题,但是每一种方法都是既有长处又有短处,只能解决静校正中的部分问题。解决复杂地表地区静校正问题,一个较合理和可靠的思路,是利用野外静校正技术求取低频分量,利用相对的初至波静校正技术求取高频的大静校正量。

能否取得高精度静校正控制点数据,是关系到一个复杂地表区能否获得高精度长波长静校正量的关键问题。通常要求控制点的密度为500m左右一个点,更复杂地区还应适当加密。

控制点处的低降速带参数的求取,通常采用前面所述的微测井和浅层折射等方法。

做好野外静校正,同时还需要注意以下几点:

(1)精度要求。经过野外静校正之后,剩余的静校正量要求小于反射波视周期的一半。在小幅度构造区要求更高。

(2)基础工作。高精度野外静校正数据,来源于各个环节的扎扎实实的基础工作,主要包括:

①各采集点的纵横坐标高程准确;

②拾取、拟合、计算的数据和参数准确;

③满足所采用方法技术的基本假设前提和要求;

④因地制宜选用静校正技术,每种静校正技术都有它一定的使用条件,应该根据工区特点来选择最合适的方法;

⑤选好静校正控制点,在有条件的地区能用微测井时,应尽量用微测井;小折射布设应选平坦地形及地形起伏不大的地区;折射界面倾斜较大的地区的小折射资料,必须用一些新算法来求解;

⑥复杂地区折射静校正,在使用各种折射静校正方法的同时,一定要注意探区能否满足方法的基本假设前提和有关要求,往往一种方法效果不佳,并非方法不行而是前提条件不具备所致。

3.1.1 基准面选择

在山地地震勘探中,复杂的上覆地层的影响使得射线路径畸变,叠前道集上反射波同相轴的非双曲线性使叠加剖面的质量变差。基准面选择的目的就是要消除射线轨迹的弯曲,使层替换后的道集记录中反射波同相轴更加双曲线化,改进速度分析的质量,以便得到高质量的零炮检距剖面。因此,基准面选择不仅是单纯的静校正问题,而是动态校正,它随空间和时间的变化而变化,只要输入正确的实际浅层速度模型,才能消除深层的畸变,使构造位置真实、形态合理。

如何合理地选择基准面,将关系到静校正、速度分析、叠加成像和偏移成像等一系列技术方法的应用效果。

通常,基于地表起伏较大且面积较大的探区,是先做低速层静校正,剥去低速层后再用一个接近高速层的速度充填,校正到所选定的浮动基准面(近地表的圆滑面)上,以减少静校正量的计算误差。因为静校正量会改变反射波的旅行时间和双曲线特征。

3.1.1.1 浮动基准面选择

在地表高程起伏较大的地区，如果采用统一基准面计算静校正、速度分析、叠加和偏移，则有可能产生较大的误差。因为，实际得到的反射资料是以地面为零时间，若用一个远离地面的时间零线进行资料处理，与实际资料不吻合，势必带来一定误差。若采用浮动基准面处理就会明显改善资料质量，浮动基准面选择的原则如下：

(1)高速层顶界的光滑面。首先选择合理的参数，建立近地表结构；由野外小折射和微测井等资料，求得高速层顶界面；然后根据探区高程和低降速带等资料确定浮动基准面，其选择原则是：在确保静校正和测线浮动基准面闭合的情况下，建立在 CMP 参考面附近，确保速度分析、剩余静校正和叠加精度。根据高速层顶界面的高程，进行低频圆滑，基本保证浮动基准面在高速层顶界面和地表之间变化。部分地形变化剧烈地段，浮动基准面可适当高出地表，尽量避免低于高速层顶界面(图 3－1－1)，以免产生假构造。

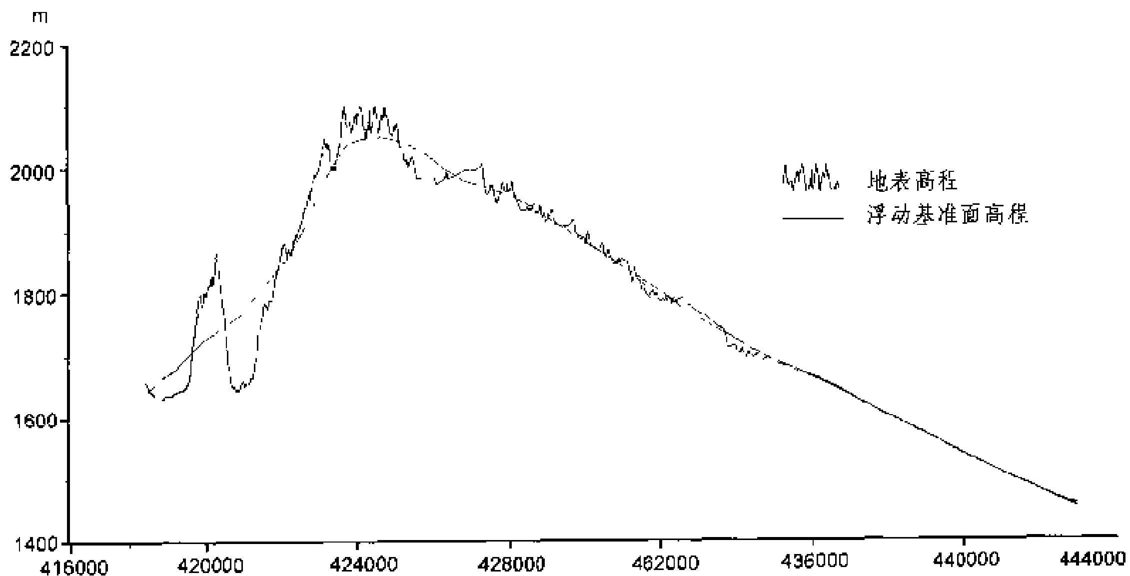


图 3－1－1(a) 浮动基准面的选择(Ⅰ)

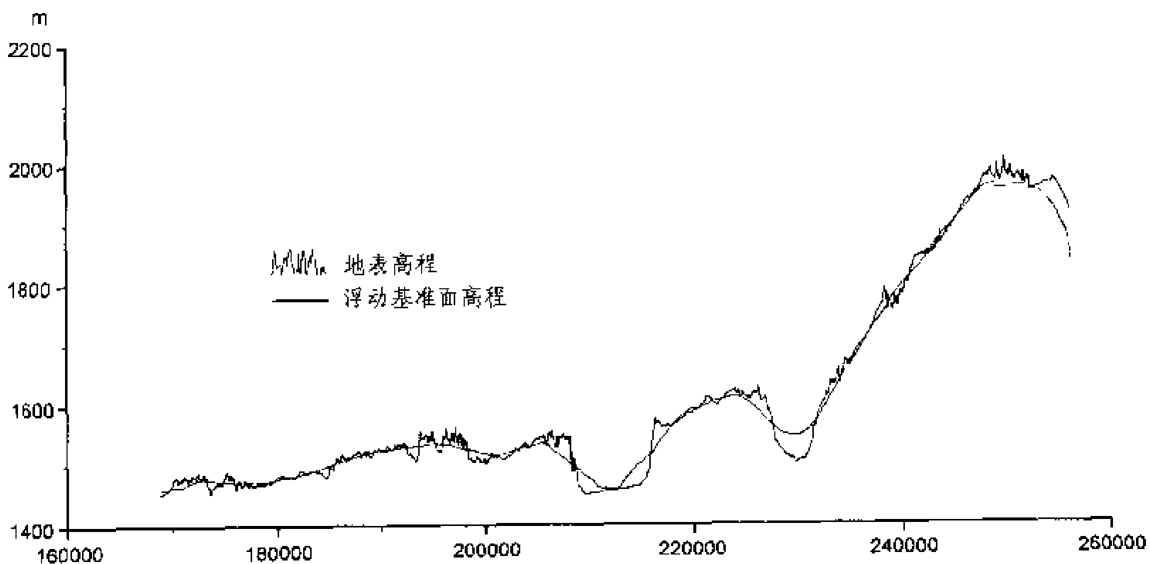


图 3－1－1(b) 浮动基准面的选择(Ⅱ)

(2)浮动基准面光滑度要求。为保证有较好的叠加效果，要求在排列长度范围内，浮动基准面相对高程差应小于四分之一的反射视波长，浮动基准面的起伏波长，应尽量超过观测系统最大炮检距的2～3倍以上(图3-1-2)。

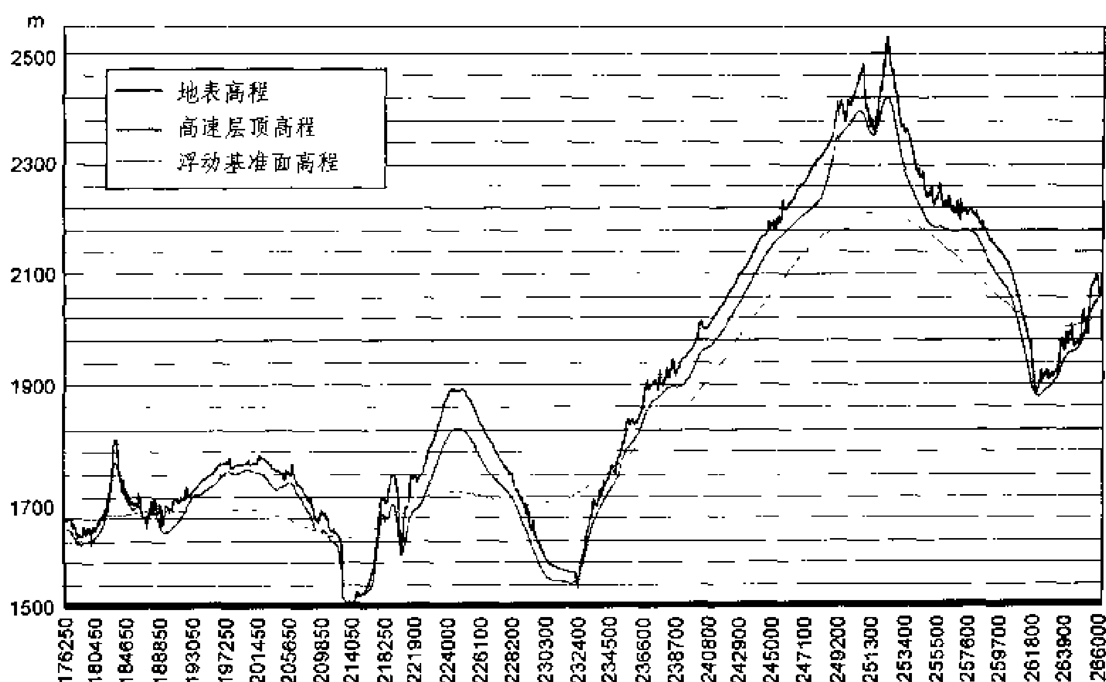


图3-1-2　浮动基准面的光滑度

3.1.1.2　统一基准面选择

选用一个海拔高程作为一个探区的统一基准面，在不同工区条件下有不同的选择原则：

(1)平原区和三维施工区。在平原地区和面积不十分广大的三维施工区，均可采用近地表的平均海拔高程作为统一基准面。静校正计算、速度分析、叠加成像和偏移成像，都必须以这个统一基准面为基础。

(2)地表起伏区。当工区地表高程变化较大，包括在地表起伏区大面积三维连片施工的地区，为了减小误差，静校正、速度分析、叠加和偏移等必须以浮动基准面为基础。

由于浮动基准面为一光滑的起伏曲面或斜面，就会导致叠加剖面的同相轴的产状必然受到浮动基准面的影响，因而不能直观地反映地下反射界面的产状。为此，应该选择一个比全探区最高海拔高程略高一些的高程值，作为全区的统一基准面。再把以浮动基准面为基础的叠加剖面，通过各叠加道的时移分别校正到以统一基准面作为叠加剖面的时间零线。偏移时，则可把统一基准面与浮动基准面之间的偏移速度用零速度值代替，而浮动基准面以下采用正确的偏移速度进行偏移归位成像。

3.1.1.3　CMP参考面选择

它是一个以CMP为单元统计出的等时面，范围为一个CMP所涉及的区间，其静校正值为该CMP道集中所有地震记录道的炮点静校正量和接收点静校正量的算术平均值。速度分析、动校正和叠加在CMP参考面上进行。

CMP参考面静校正量

CMP参考面静校正量ΔT_{CMP}是指道集内所有记录道的炮点静校正量和接收点静校正量的算术平均值。

$$\Delta T_{CMP} = (1/N)(\Delta T_{si} + \Delta T_{ri}) \qquad i = 1,2,\cdots,N$$

式中，N 为记录总道数；ΔT_{si} 为炮点静校正量；ΔT_{ri} 为接收点静校正量。

CMP 参考面静校正量就是 CMP 参考面到浮动基准面之间的双程旅行时间。

CMP 参考面应用

速度分析是以 CMP 参考面为基础进行的。速度分析一般只在一些控制点上进行。为了进行动校正叠加，需要提供每个 CMP 点的速度，为此要做速度转换处理。它是指将以 CMP 参考面为基准的速度，首先转换到浮动基准面上进行内插平滑，然后将内插平滑的速度场再从浮动基准面转换到 CMP 参考面。在正向和反向转换过程中都要使用 CMP 参考面。

水平叠加是在 CMP 参考面上进行的，而 CMP 参考面往往是弯曲不平的，特别是在变观造成覆盖次数不均匀、缺少远或近偏移距道以及地表突变地段；所以要将叠加结果校正到浮动基准面（或统一基准面）上。

因为 CMP 参考面弯曲不平，对偏移等成像极为不利，显然以 CMP 参考面作偏移是不合理的。所以，选择的浮动基准面应尽量接近地表的平面，理论上应当与炮点和接收点高程偏差最小，通常可以用一个合理的浮动基准面代替 CMP 参考面。因此浮动基准面的选择在山地地震资料处理过程中，是一个非常关键的参数。

3.1.1.4 充填速度

充填速度有两种替代速度可供选择：一种是计算野外静校正时，在剥去低降速带之后，用统一充填速度填充到浮动基准面；另一种是叠加后用充填速度把各叠加道从浮动基准面时移到统一基准面。

浮动基准面静校正用充填速度

用剥去低降速带之后，下伏高速层的速度作为充填速度。它要求全探区采用统一的充填速度，不应该利用小折射获得的变化速度值作为充填速度。

在个别低降速带巨厚区，静校正计算时只剥去低速层，此时应该用一个平均的降速层的速度作为全探区的充填速度。

从浮动基准面到统一基准面采用的充填速度

如果工区有一个稳定的、基本上为水平的潜水面或高速层，则充填速度应采用反映稳定潜水面或高速层的那个层的速度。

充填速度的选择，在能较精确求取高速层速度的地区变速度充填最好，速度较难求准的地区选在高速层速度的平均值到最高值之间，无法确定高速层速度范围的地区选取充填速度宁高勿低。

如果工区的潜水面或高速层随地形起伏而变化，即常说的那种“山高水高，山低水低”的特征，这时应以主要目的层段的平均均方根速度作为充填速度，才能使目的层同相轴的时间倾角校正到较为正确的状态。

3.1.2 高程和低降速带静校正

山地低降速带速度和厚度变化快，作好高程及低降速带静校正显得尤其重要。利用微测井和小折射方法得到控制点高精度的数据和在处理中作好高精度静校正是山地地震勘探中的重要内容之一。

在地表表层不太复杂的地区，利用地面高程和控制点数据就可以计算测线上每个桩号的静校正值。通常有以下五种方法。

3.1.2.1 高程校正

在探区地表起伏不大、低降速带变化较小时，利用高程校正的办法，就可以在野外静校正后，使剩余静校正量不超过二分之一反射波的视周期。其静校正量计算公式为

$$T_r = \frac{ED - EW}{V_1} + \frac{EW - EL}{V_0}$$

$$T_s = \frac{ED - EW}{V_1} + \frac{EW - (EL + D - HW)}{V_0} \qquad (3-1-1)$$

式中，T_s为炮点野外静校正值；T_r为接收点野外静校正值；EL、EW和ED分别为地面、高速顶面和浮动基准面高程；D为炮点偏移高差；HW为炮点处炮井井深；V_1为替代速度。图3－1－3是包括野外高程在内的炮点、接收点野外静校正量曲线对比图。

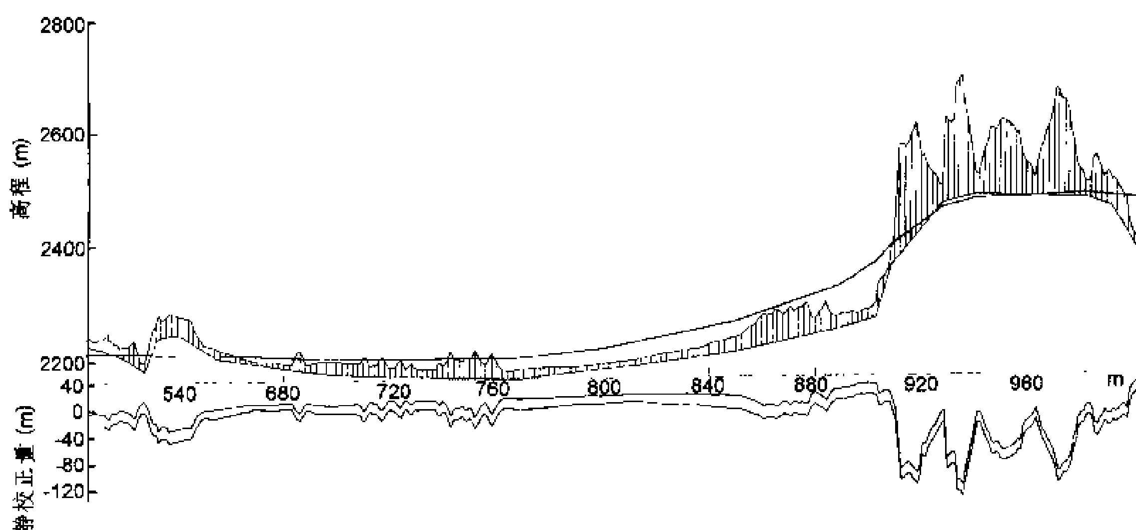


图3－1－3　野外高程、炮点和检波点静校正量曲线

3.1.2.2 控制点数据线性内插法

线性内插法的原理如图3－1－4所示，1号点与2号点位置为静校正控制点的位置。其低速层与降速层的速度和厚度分别为V_{01}，V_{11}，V_{02}，V_{12}；H_{01}，H_{11}，H_{02}和H_{12}。J点表示需求取静校正值的点位。根据测量资料，各点的高程和纵横坐标均为已知，利用1,2号两个控制点的线性内插的点位。根据测量资料，各点的高程和纵横坐标均为已知，利用1号、2号两个控制点的线性内插办法即可求得J点处的低降速层的速度和厚度（V_{0J}、V_{1J}；H_{0J}、H_{1J}），则J点的静校正改正值为

$$T_J = -\left(\frac{HH_{0J}}{V_{0J}} + \frac{HH_{1J}}{V_{1J}}\right) + \frac{E_{dJ} - (F_{gJ} - HH_{0J} - H_{1J})}{V_s} \qquad (3-1-2)$$

式中，$HH_{0J} = HH_{0J} + S\Delta H$；$HH_{1J} = H_{1J} + SS\Delta$；$T_J$为$J$点的静校正改正值；$E_{dJ}$和$E_{gJ}$分别代表$J$点处浮动基准面高程和地面高程；$V_s$为替代速度。

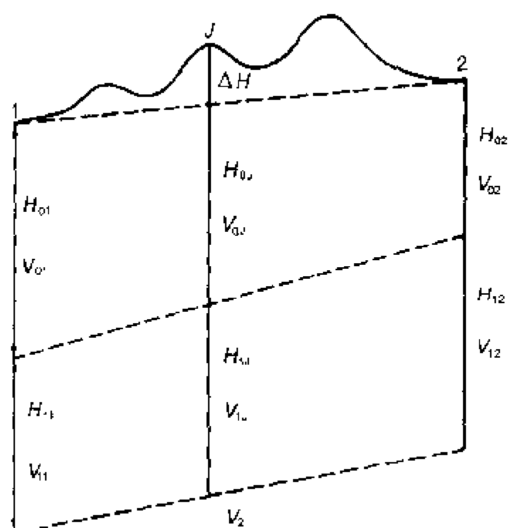


图3-1-4 线性内插法原理图

当 $S+SS=1$ 时，表示高速层顶板与地表起伏无关。

当 $S+SS=0$ 时，表示高速层顶板随地表起伏而变化。

当 $S=0$ 时，表示地表高程起伏与低速层无关，反之相关程度随 S 值增大而增大。

当 $SS=0$ 时，表示地表高程起伏与降速层无关，反之相关程度随 SS 值增大而增大。

3.1.2.3 延迟时法

在山前巨厚砾石区，可通过研究巨厚砾石厚度与其延迟时的对应关系来求取静校正量。首先，选择有代表性的、高差较大的砾石地段，用生产记录的初至折射或专门布设的相遇折射观测系统，要求追踪的是同一高速折射层，可用ABC法或广义互换法求得砾石区各接受点的高速折射层的延迟时间。再根据控制点的低降速带厚度结合各点高程求得各接收点的厚度。然后把各点对应的延迟时和厚度用最小二乘法拟合延迟时曲线。利用这条曲线，对工区内任何点只要知道它的地面高程和高速层顶界高程，两者的差值即为该砾石区厚度，有了厚度就可从延迟时曲线上找到对应的延迟时。有了延迟时就可以计算它的静校正改正值，即

$$T=-\frac{T_{dt}}{\cos A_{a}}+\frac{E_{fd}-E_{g}+\Delta Z}{V_{s}} \tag{3-1-3}$$

式中，T_{dt} 为该点的延迟时；ΔZ 为该点的砾石厚度；E_{fd} 和 E_g 分别为该点浮动基准面高程和地表高程；V_s 为替代速度；A_a 为临界角。

3.1.2.4 波动方程延拓法

这种静校正方法主要解决静校正不准确的问题。其原理类似于叠前深度偏移。假设知道地表高程、地表地质结构和速度，用逆时递推的办法分别将炮点和检波点递推到一个选定的基准面上，这个基准面要根据地质情况来选定，一般来讲是地质上的界面，但也可以是任意选定的假设界面。这个假设界面通常指的是浮动基准面。然后，将所选定的界面与基准面之间用一个合适的速度充填，这个速度一般是假定面之下的地层速度。用充填后的速度进行正演，将炮点和检波点分别递推到浮动基准面上。

波动方程延拓静校正的步骤为：

(1)用上覆层速度将所有接收点向下延拓到浮动基准面；

(2)组建共接收点道集，用上覆层速度将各炮点向下延拓至同一个浮动基准面；

(3)用下伏基岩速度将各炮点向上延拓回地表；

(4)组建共炮点道集，用下伏基岩速度将各接收点向上延拓回地表。

这种静校正方法有一个前提：假设我们知道了地表高程、地表地质结构和速度。在山地地震勘探中这是不容易做到的。但是可用其它办法来解决这个问题。

首先把地质结构分成两部分：第四系疏松沉积和高速岩层。

在处理资料之前应加强以下野外工作：(1)用地质勘察的办法将第四系和高速层分开，绘出地质素描图，并准确标明其坐标；(2)用地质雷达测量第四系地层厚度，或用面波勘探技术测

量第四系地层厚度;(3)根据地质素描图估算高速岩层速度,这个速度可能是不准确的。

低速的第四系地层对静校正影响最大,目标是将这部分静校正量准确地校正掉。高速岩层对静校正量的影响主要来自于高程的变化,其速度误差对静校正量的影响并不是很大。所以可以用不太准确的速度对这部分静校正量进行校正。

所以,波动方程延拓静校正技术是一种获取高质量叠加剖面的有效方法,更重要的是波动方程延拓静校正+叠后深度偏移基本上与叠前深度偏移的效果是等效的,这点对于目前的资料处理尤其重要。

3.1.2.5 数据库法

在小幅度构造地区施工,由构造幅度所产生的时差已接近或相当于常规静校正点控制的长波长的误差。这种误差往往在地震剖面上会出现从浅到深同相轴形态一致的所谓“假凸起”、“假凹陷”。要克服上述问题,首先是严格野外施工,使每个静校正控制点数据精度提高,这是基础;其次是建立一系列数据库,经过数据的数理统计方法剔除异常值,即相当于控制点数据中的高速层在全工区是稳定的、可以连续追踪的。因此,需要建立多种数据库,得到正确的静校正量。

地震导线成果数据库

测量成果是十分重要的原始数据库,利用它可以对测线交点的表层数据进行质量控制和闭合误差检查。这个数据库内容包括测线号、测线拐点桩号及 x、y 坐标等。

浮动基准面数据库

对一个连片施工的地区,必须采用统一的浮动基准面,以减小静校正的误差。浮动基准面应是地表高程的光滑面,对其要求前面已经讨论,不再赘述。数据输入可按一定间隔的控制线,逐条输入,之后在计算机内内插,形成网络化数据库。

小折射成果数据库

建立小折射成果数据库的目的是对控制点的表层数据进行平滑,消除异常和随机误差,提高长波长静校正精度。例如,平滑采用半径为 300m 的圆平面拟合时自动剔除异常值;也可采用勾绘等值线图剔除异常和光滑随机误差。

小折射和地表高程数据库

以测线为单位把工区所有地震测线上小折射和测量高程数据存入数据库,以便检查测线交点的地表高程和低降速带数据是否闭合。

高速层顶界数据库

当高速层顶界为一稳定潜水面或高速层界面时,为了提高长波长静校正精度,消除小折射数据的随机误差,对小折射控制点求得的高速层顶界高程数据,进行平面光滑、内插建成网格化的数据库。这样各控制点的厚度可直接由地表高程和数据库中高速层顶界高程相减求得,而后可得到静校正量。

静校正数据库

以测线为单位建立静校正数据库,库中包括炮、检点桩号、x 坐标、y 坐标、地表高程、高速层顶界高程、基准面高程、炮点校正量和接收点校正量等内容。这是重要的野外静校正数据成果,要求记录成软盘文件随磁带、班报等原始资料提交给处理单位。

3.1.3 折射波静校正

常用的折射波静校正计算方法,大致可分为以下几类:

(1)斜率截距法,包括单倾斜和多倾斜折射层;

(2)延迟时法,包括 FARR 和 ABC 法等;

(3)互换法,包括 GRM、EGRM 和 ABCD 法等;

(4)层析法,包括 GLI、模型反演和数值等效法等;

(5)波前重建法,包括加减法、折射波向下延拓法和波前重建法等;

(6)时间项法;

(7)波数域折射静校正法等。

3.1.3.1 扩展广义互换法

扩展的广义互换法(EGRM),是基于折射波模型的方法,它假设静校正量是由某个折射面以上的近地表条件引起的,其中主要与折射面参数有关。例如已知表层低速带速度,它可以求取合理的折射波速度和延迟时估算。它的基本原理为是选取折射面的初至时间,利用广义互换(延迟时)法,计算折射面下层速度和折射面的时间深度值。可求得 G 点的时间深度 T_G 为

$$T_G = (t_{AY} + t_{BX} - t_{AB})/2$$

同时,对于每一折射波旅行时又可表示为

$$t_{AB} = T_A + AB/V_2 + t_B$$

从而可得到

$$T_g = \frac{1}{2}(t_{AY} + t_{BX} - t_{AB} - \frac{1}{2V_2}(AY + BX - AB)) \tag{3-1-4}$$

式中,T_g 代表 G 接收点的延迟时;t_{AY}、t_{BX} 和 t_{AB} 分别代表 AY、BX 和 AB 点间的折射旅行时间;AY、BX 和 AB 分别代表点间的距离;其中 A、B 两点为炮点,X 和 Y 为 G 点附近的接收点;要求 G、X 和 Y 点位于 AB 两炮之间;V_2 代表高速折射层的速度。

在该方法中,每炮的折射旅行时用自动拾取的方法求得,然后根据绘制的初至折射曲线状况判断初至拾取正确与否,以确定哪些地段需要重新拾取初至。在已知炮点、接收点的坐标和 V_2 时,就可根据上述拾取的折射旅行时按式(3-1-4)计算得到每个接收点的延迟时间。如果能提供高速层以上的平均速度,就可以根据延迟时计算出静校正值。然后利用 Gauss-Seidel 迭代算法将其分解到炮点和检波点的时间深度值、它允许炮点和检波点的实际不同位置的变化。

本方法要求全工区追踪同一个高速(V_2)折射层,要求 G 接收点附近地形是平的(即 G、X 和 Y 处在同一个海拔高程),同时要求知道高速折射层以上的平均速度。有了平均速度即可根据延迟时求得低降速带的厚度(折射模型)。

$$\Delta Z = \frac{T_g V_1}{\cos A_{ci}} \tag{3-1-5}$$

式中,V_1 代表平均速度;ΔZ 为 G 点处低降速带的厚度;A_{ci} 为临界角。利用 G 点的延迟时 T_G 和厚度 ΔZ,代入式(3-1-3)即可求得 G 点静校正值。EGRM 方法存在下列不足:

(1)人工干预太多,例如低速带速度值和折射面的选取等;

(2)假设前提不易满足。EGRM 法不仅要求全区追踪同一个高速折射层和地表平坦,而且要求已知高速层以上的平均速度和拾取真正的初至。这些要求和前提在复杂地表区无法满足,从而导致静校正后有时叠加效果不理想、测线之间交点的静校正量不闭合等问题。

3.1.3.2 FARR 静校正

这一方法的原理和步骤为:(1)对浅层折射用低降速带底界的高速作线性校正,使每炮的折射初至基本上呈水平状态;(2)开一个时窗把每个炮集记录初至经线性校正后的波形,连续显示拼接在一张图上;(3)利用共接收点关系连续拼接相邻炮记录的初至时间,从中分离出各炮点和各接收点的延迟时。

3.1.3.3 绝对折射静校正

绝对折射静校正方法(ARS),是应用较多的一种静校正方法。

它的方法原理如图 3-1-5 所示。在每张炮记录上拾取若干道(4 道以上)的初至折射旅行时间,由于道号范围固定,根据多次覆盖施工原理,相邻炮一定会有若干道是处在相同的接收点位置。图 3-1-5 上部表示两个炮点 S_1 和 S_2 分别拾取四个道的初至折射,射线路径分别用实线和虚线表示,其中 3 号和 4 号为两炮点共接收点的位置。根据炮点和接收点位置绘出一炮的折射旅行时的时距图示于图 3-1-5 的下方。图中圆点代表接收点时间,"×"代表炮点的启爆时间。利用相邻炮共接收点处延迟时应该相同的关系,绘出以第 1 炮启爆时间为零的第 2 炮四个道的折射时距曲线并反推出第 2 炮的炮点延迟时间。这样就可连续拼接全测线折射时距曲线。同样也可拼接出右侧放炮左侧接收的折射时距曲线。这种拼接的折射时距图包含三个分量:炮点延迟时、接收点延迟时和折射波沿界面的滑行时间。

如果追踪的是同一个高速折射层,那么折射波滑行应为一个恒定的速度,在时距图上可以用一条直线拟合,并可把这种时差校正除掉,从而分离出各接收点和炮点的延迟时间。图 3-1-6 下部显示了一条斜的分离线,以此线为准向上的时差代表各炮点延迟时,此线以下的时差为各接收点延迟时。T_S 和 T_R 分别代表炮点和接收点的延迟时,为了提高精度,各点延迟时应是左右两支时距图分离或得数值的平均。

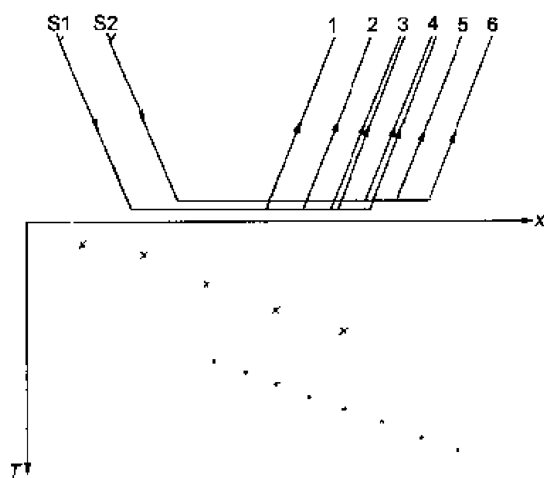


图 3-1-5 折射波初至追踪示意图

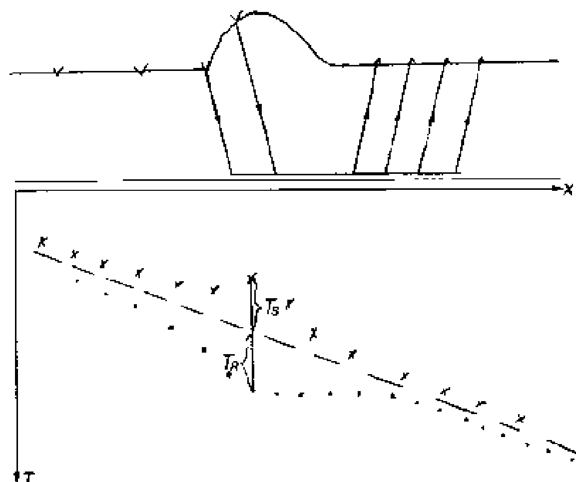


图 3-1-6 复杂地表初至折射波示意图

该方法基本原理与 FARR 是相似的,差别在于 FARR 一开始就作了一个线性校正;而 ARS 法在拼接时距图最后用线性校正分离炮点和接收点的延迟时。同时,此方法还要求:

(1)追踪真正的初至时间,如追踪续至波峰或波谷,就会使延迟时增大;

(2)全区必须追踪同一个折射层,如追踪多个折射层,就无法用直线分离,如用曲线分离所得的延迟时,不代表同一个折射面的延迟时,会使静校正误差增大,同时也会造成相交测线交点处不闭合;

(3)用控制点控制长波长静校正，根据拼接时距图拟合分离线往往会有一定的误差，但这种误差是线性的，可以利用控制点数据通过线性校正把这种误差消除。

3.1.3.4 合成延迟时折射静校正

合成延迟时折射静校正法(DRS)，实际上是延迟时法与ARS法两者有机的结合。其做法是：首先掌握延迟时规律。通过速度分析，确保追踪一个稳定的折射层，拾取完初至时间后，分析不同炮检距范围的折射层速度横向变化，确定一个速度较稳定的炮检距范围进行延迟曲线合成。然后根据速度分析确定的折射层进行延迟时曲线合成，在合成过程中，利用统计效应，根据各项数据之间的关系，找出低精度数据，并予以剔除，提高整体数据的计算精度。

采用ARS合成延迟时方法，对合成延迟时曲线进行拟合分离，分别求得各炮点和各接收点的延迟时。

折射静校正模型反演。利用第一步的延迟时曲线和第二步各炮点、接收点延迟时进行折射静校正模型反演。在用反演求得各点的厚度时，要求反演后的高速层顶界处于一个稳定的斜面，这样便可以用式(3-1-3)求得各点的静校正值。

该方法的应用条件和要求与ARS一致，但静校正精度却比ARS法高一些。通常ARS的静校正值直接用延迟时替代，或给定高速层以上的平均速度 V_1，便可用式(3-1-5)计算厚度，再用式(3-1-3)计算静校正值。所以ARS法的计算精度不如模型反演法的精度高。

3.1.3.5 初至曲线拟合

在地下折射界面比较平缓的条件下地震记录的初至折射可以近似地看作为一条光滑的曲线。如果初至折射不呈光滑曲线，则那些不光滑的部分可以认为是由于地表低降速带所致。

指数曲线拟合法

指数曲线拟合法的应用步骤如下：

(1)自动拾取生产炮的初至时间。

(2)用指数函数拟合每炮的初至时间，其中 j 炮的指数拟合后理论初至时间为

$$t_j(x_i) = e^{(a_{j0}+a_{j1}x_i+a_{j2}x_i^2+\cdots+a_{jm}x_i^m)} \qquad (3-1-6)$$

式中，x_i 为第 i 道的炮检距；$t_j(x_i)$ 代表 j 炮 i 道进行指数拟合后理论初至时间；$a_{j0}, a_{j1}, a_{j2}, \cdots, a_{jm}$ 分别为 j 炮初至时间用不同炮检距指数函数最小二乘拟合所得的各项系数值。

(3)求取全测线拟合系数的平均值

$$a_l = \frac{1}{p}(a_{11} + a_{21} + \cdots + a_{p1}) \qquad l = 0,1,2,\cdots,m \qquad (3-1-7)$$

全测线初至理论时间式为

$$t_0(x_i) = e^{(a_0+a_1x_i+a_2x_i^2+\cdots a_{mp}x_i^m)} \qquad (3-1-8)$$

(4)求取炮点和检波点校正量。

当检波点高程为随机变化时，可通过下式求取炮点校正量，即

$$T_j = \frac{1}{N}[t_0(x_i) - t_j(x_i)] \qquad i = 1,2,\cdots,N \qquad (3-1-9)$$

式中，T_j 为炮点的校正量；N 为该炮的记录道数；x_i 代表 i 道的炮检距；$t_0(x_i)$ 和 $t_j(x_i)$ 分别为式(3-1-8)和式(3-1-6)算得的时间值。

检波点校正量可用下式求取

$$T_i = \frac{1}{p}[t_0(x_i) - t_j(x_i) + T_j] \qquad j = 1,2,\cdots,p \qquad (3-1-10)$$

式中，T_i 为 i 道的检波点校正量，根据 i 道为共接收点的原则或得 p 个炮点有这个关系；x_i 为 i 道的炮检距，但在不同炮点上炮检距是不一样的；T_j 为炮点 j 的校正量；$t_0(x_i)$ 和 $t_j(x_i)$ 分别为式(3－1－8)和式(3－1－6)算得的时间值。

光滑曲线拟合法

光滑曲线拟合法应用步骤如下：

(1)利用时距曲线拟合结果，对远道拟合直线的斜率进行光滑处理，得到折射波的速度。

(2)用折射波的速度对各道初至时间进行线性动校正，可求出各道的炮点、检波点的延迟时之和。

(3)把延迟时均分，作为各炮点和检波点的延迟时子集合，同一炮点不同检波点的延迟时子集合构成炮点延迟时集合；同一检波点不同炮点的延迟时子集合构成检波点延迟时集合；并求出每个延迟时集合的均值。

(4)根据各道炮点和检波点的延迟时子集合与相应的均值的差值，对延迟时子集合重新进行分配，使之最接近均值。

(5)对所有道进行调整之后，重新计算均值，再对延迟时子集合进行分配，反复、迭代修正，直到总体均方误差达到给定误差。各点静校正最终值为反复迭代过程中该点所有静校正值的代数和。

上述两种方法均假设初至折射时间与炮检距呈指数或曲线关系，能够解决短波长静校正问题。

3.1.3.6 相对折射静校正

相对折射静校正方法(RRS)，主要是利用生产排列的共炮点和共接收点记录的折射旅行时间，根据静校正控制点的数据来内插求取控制点之间各点的静校正值。它的方法原理和计算步骤如下：

(1)拾取折射旅行时。

选择两个相邻控制点有关的多张记录，求取检波点校正量选用共炮点记录，求取炮点校正量应选用共接收点记录。下面以共炮点记录为例，说明其原理和基本要求，要求控制点位于记录的正常记录道上，炮点必须在两个控制点之外，以确保控制点之间各道追踪高速折射层。它可以拾取波峰或波谷，不必非要拾取初至不可。

(2)折射旅行时线性校正。

对每张记录拾取的各道折射旅行时间，以控制点的静校正值为准，按炮检距的大小作线性校正。校正后的各道时间就相当于该道的静校正量。如果两个控制点之间追踪了两个高速折射层，则程序会自动判别是否存在追踪两个折射层？如存在就会自动地分段进行线性校正。

在图3－1－7中，1及2分别代表控制点位置，控制点的静校正值已经求得；J、K 及 T 点分别代表需要求取静校正值的点位；S_1、S_2 和 S 分别代表炮点的位置；$v_0(x)$ 和 $v_1(x)$ 分别代表低降速带空变的速度；v_{r1} 和 v_{r2} 分别代表高速层顶界以下的两个高速折射界面。

首先分析 S_1 炮点记录上，1号和2号控制点之间各道折射旅行时的射线路径。1号点射线路径是 S_1CD1。2号点射线路径是 S_1COQ2。其中 S_1C 是共同的，在求相对值时是无关的，两

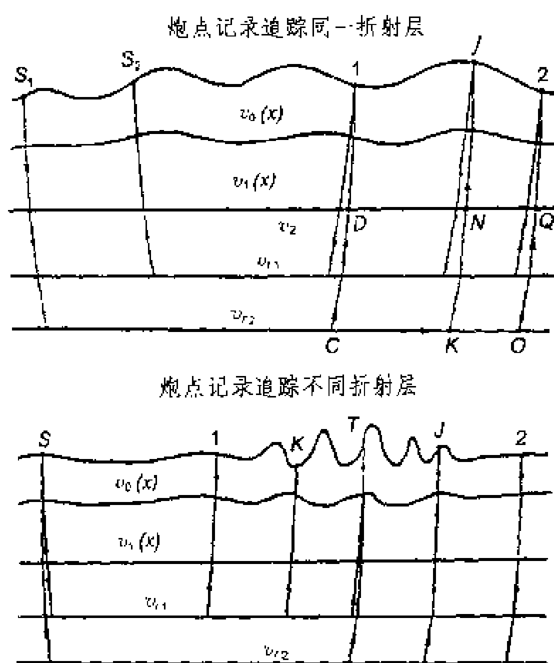


图 3-1-7 相对折射波静校正原理图

者路径差别在于 $CD1$ 和 $COQ2$。从图上明显地可以看出 $D1$ 和 $Q2$ 的路径的旅行时间分别相当于1号点和2号点的低降速带的静校正量；而剩下 CD 和 COQ 路径差别是与炮检距呈线性关系。因为高速折射界面 v_{r2} 与高速 v_2 顶界基本上平行，故 CD 和 OQ 的路径基本相当，若有变化也应与炮检距呈线性比例关系。剩下路径 CO 是代表沿折射界面滑行的路径，理所当然它是与炮检距呈线性比例关系。再加上拾取折射波波形变化造成的时差，这种时差也是与炮检距呈线性比例关系。把1号点到2号点各道折射旅行时，用1，2号点的静校正量作控制，进行一次线性校正，剩下的时间相当于各道在低降速带的旅行时间，即相当于静校正量。就 J 点而言，线性校正后的时间就相当于 NJ 的射线路径。

如果两控制点之间追踪了两个折射层，见图3-1-7下部分。1号点与 T 点之间追踪了 v_{r1} 折射层，而 T 点与2号点之间追踪了 v_{r2} 折射层，这时必须采用分段的线性校正，方可求得各点的静校正值。分段线性校正可用最小二乘法拟合而获得。在进行分段线性校正之前必须用一系列办法判别，确信两个控制点之间追踪了两个折射层，方可进行分段线性校正。

每张记录经过上述的线性校正或分段线性校正后，控制点之间各点的静校正值就可计算得到。

(3)静校正值进行统计平均。

为了提高精度，把每个点的静校正值进行数理统计，剔除异常值后，即可求平均值和均方根误差。再用平均值作为各点最终的静校正值，用均方根误差分析计算所得数据的可信程度。

RRS与自动剩余静校正方法配合，能较好地解决短波长静校正问题。RRS方法完全适用于弯线施工。RRS方法不要求追踪真正的初至，也不要求追踪同一个折射层，使用条件不象其它折射静校正方法那么严格，适合于复杂地区。RRS方法是从控制点数据出发的，只要控制点精度高、控制点间隔合理，RRS方法的静校正值交点是闭合的。

3.1.3.7 全差分折射波静校正

这种方法就是在处理时利用初至波计算剩余静校正量的方法。其基本原理是在炮集上选择初至波线性特性相对较好的若干道，用相关法求取相邻道的时差，并通过正交分解得到炮点和检波点校正量。

在各探区内，首先是用初至波静校正方法求取校正量，然后沿线在较平坦低洼处选择控制点，在控制点根据数据库计算出检波点和炮点到基准面的校正量，再用此校正量对初至法计算出的静校正量的低频分量进行校正。这样就解决了一般初至波静校正量难以解决的基准面校正和测线交点不闭合问题。

3.1.3.8 初至折射静校正

众所周知，低降速带底面通常是一明显的折射界面，当炮检距达到一定距离时，地震记录的初至为此界面上的折射波，常称为初至折射波，利用初至折射波求取静校正量进行校正具有

以下特点。

不需要确定基准面，因此不存在基准面最佳位置选择的有关问题。

初至折射静校正采用地表一致性模型，即炮点或检波点在地面同一位置时它们具有相同的静校正量。

初至折射波能量强、信噪比高，克服了使用反射波相关法确定校正量由于信噪比低而失效的弊病，同时此方法也不受校正量大小的控制，长波长分量也可包括在内。

在基准面校正中速度的确定至关重要，在初至折射波法中，校正速度可以根据数据本身的特性来确定。

初至折射静校正方法种类繁多，但都遵循三大步骤，即初至时间拾取，静校正量计算，静校正量应用。在处理中具体应用过程为：

(1)拾取初至波；

(2)根据拾取的初至，选择合理的算法，求取近地表模型；

(3)根据求取的近地表模型，选择合理的静校正量，然后把静校正量应用到地震道上。

图 3－1－8 分别给出了地表高程、近地表模型、延迟时间、静校正量。

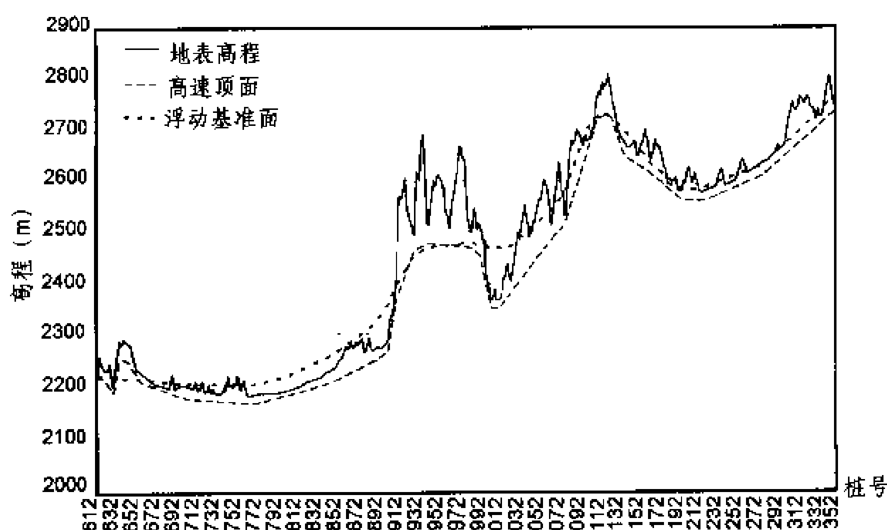


图 3－1－8(a) 近地表结构图

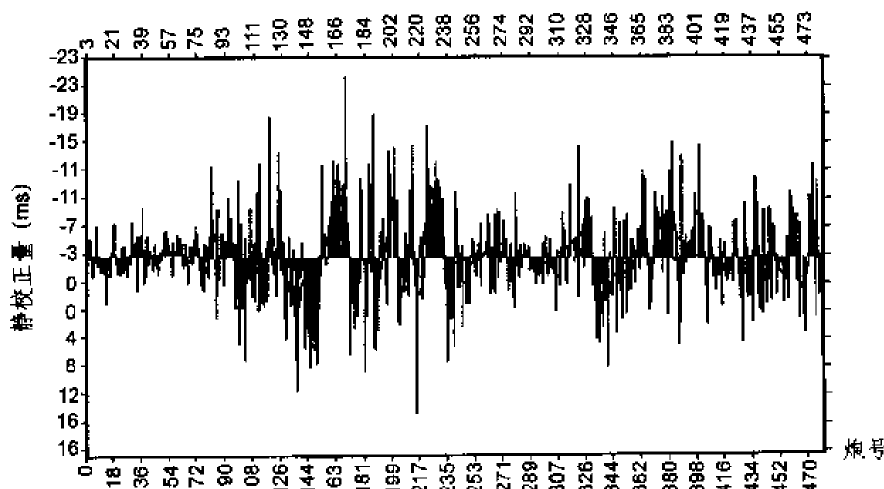


图 3－1－8(b) 炮点静校正量曲线图

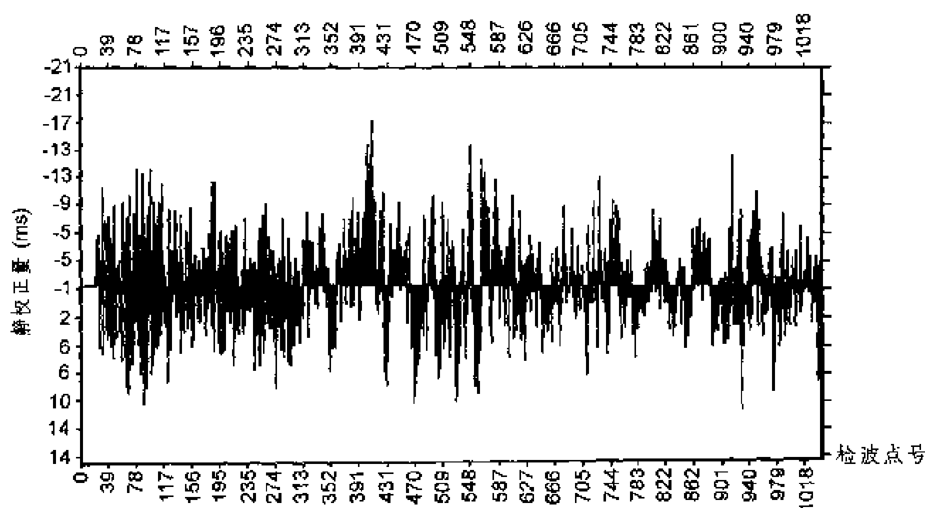


图 3-1-8(c)　检波点静校正量曲线图

3.1.3.9　初至折射模型层析反演静校正

初至折射模型层析反演静校正方法主要包括两大步骤:(1)由给定的初始模型,进行正演,用射线追踪方法得到该初始模型的初至波;(2)用计算的初至波和实际拾取的初至波进行比较计算地表模型的修正量,经过几次迭代最终得到比较精确的地表模型。

设低速带模型由横向不均匀介质和高速折射界面组成,第一个折射波的旅行时为 t_i,它与模型参数 $p(z,v)$ 有关,其中 z 为深度,v 为速度。

$$t_i = f_i(p) \qquad i = 1,2,\cdots,m \tag{3-1-11}$$

f_i 是一个非线性函数,对所给定的初始模型 $\boldsymbol{p}_0$ 线性化可得到

$$\boldsymbol{t} = \boldsymbol{f}_0 + \boldsymbol{J}_1\Delta\boldsymbol{p} \tag{3-1-12}$$

此式就是熟知的旅行时层析折射成像矩阵,这里 $\boldsymbol{f}_0 = \boldsymbol{f}(\boldsymbol{p}_0)$ 是通过模型 $\boldsymbol{p}_0$ 得到的旅行时向量,$\boldsymbol{J}_1$ 是 $m \times n$ 维的雅可比矩阵。$\Delta\boldsymbol{p}$ 是模型参量的扰动向量。

令观测到的旅行时 t_0 与模型计算得到的旅行时差 t_c 的误差为

$$\Delta t = t_0 - t_c$$

将 Δt 按泰勒级数展开

$$\Delta t = \frac{\partial t_i}{\partial p_2}\Delta p_1 + \frac{\partial t_i}{\partial p_2}\Delta p_2 + \cdots\cdots + \frac{\partial t_i}{\partial p_n}\Delta p_n + \varepsilon \tag{3-1-13}$$

忽略高次项,写成矩阵形式为

$$\begin{bmatrix} \dfrac{\partial t_1}{\partial p_1} & \dfrac{\partial t_1}{\partial p_2} & \cdots & \dfrac{\partial t_1}{\partial p_n} \\ \dfrac{\partial t_2}{\partial p_1} & \dfrac{\partial t_2}{\partial p_2} & \cdots & \dfrac{\partial t_2}{\partial p_n} \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ \dfrac{\partial t_m}{\partial p_1} & \dfrac{\partial t_m}{\partial p_2} & \cdots & \dfrac{\partial t_m}{\partial p_n} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta p_1 \\ \Delta p_2 \\ \vdots \\ \Delta p_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Delta t_1 \\ \Delta t_2 \\ \vdots \\ \Delta t_m \end{bmatrix} \tag{3-1-14}$$

即

$$\Delta t = J\Delta p \tag{3-1-15}$$

雅可比矩阵 J 称为灵敏度矩阵，Δt 称为观测误差向量，Δp 为近地表模型参数（深度、速度）的初始值的修正量，因此模型修正量可以根据矩阵理论求取，对上式中的雅可比矩阵 J 进行分解可以得到

$$J = UDV^{\mathrm{T}} \tag{3-1-16}$$

其中 U 和 V 分别是 $m \times m$ 和 $n \times n$ 的正交矩阵，D 是由其奇异值构成的对角矩阵，令矩阵 J 的广义逆为

$$A^{+} = VD^{+}U^{\mathrm{T}} \tag{3-1-17}$$

则近地表模型的修正量矩阵 Δp 为

$$\Delta p = A^{+}\Delta t \tag{3-1-18}$$

为了得到准确的近地表模型，需要进行迭代运算，迭代过程直到满足收敛条件为止。

从上面分析可知，输入数据应是炮集记录，在用折射波层析法计算近地表模型之前，必须在炮集上准确拾取初至，并对拾取的初至进行必要的加工处理，为计算地表模型提供初始参数。获得近地表模型以后，再用近地表模型参数，对相应的记录道进行静校正。在应用本方法时，初至拾取质量是非常重要的。某些地震道由于干扰波的影响，拾取的初至时间与邻道比较产生异常值，这时应利用插值方法进行补救，对记录上出现的无效道也应进行同样的处理。图3-1-9是应用此方法前后的对比结果，其应用效果明显。

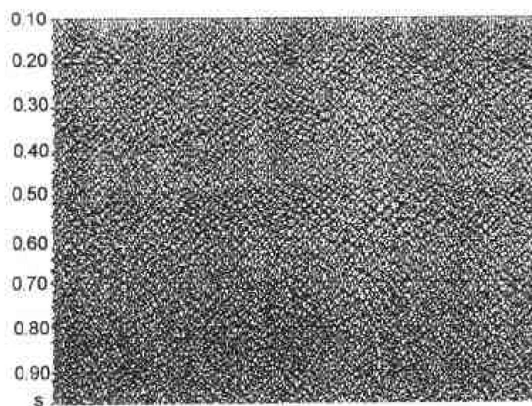


图3-1-9(a)　初至折射模型层析反演静校正前的剖面

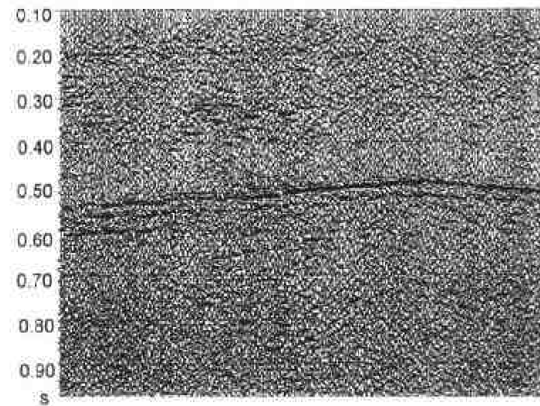


图3-1-9(b)　初至折射模型层析反演静校正后的剖面

3.1.3.10　约束初至波剩余静校正

约束初至拾取

初至拾取的方法很多，例如相关法、最大振幅法、能量比值法、神经网络技术等，这些方法的一个共同特点是只利用了初至的波形和振幅特征。但是在复杂的地表地区，初至数据在远近炮检距变化很大，初至数据前面的噪声也严重影响着拾取的精度，由于拾取的正确率太低，导致这些方法的实用性不高，因此，如何提高复杂地表地区初至拾取的精度和效率，最重要的是真正能够解决静校正问题的地震道的初至。

地表一致性是静校正问题的基本特征，而且，地表一致性假设几乎是目前所有处理系统中解决静校正问题的最为基本的前提条件，有约束的初至旅行时拾取充分利用了地表一致性并借助于交互技术，使得初至拾取不再是一种纯粹的数学运算，而具有更多的地球物理意义。设 S_i 表示炮点位置，R_j 表示检波点位置，$TR(i,j)$ 表示第 i 个炮点激发第 j 个检波点接收的地震道，如图 3-1-10。

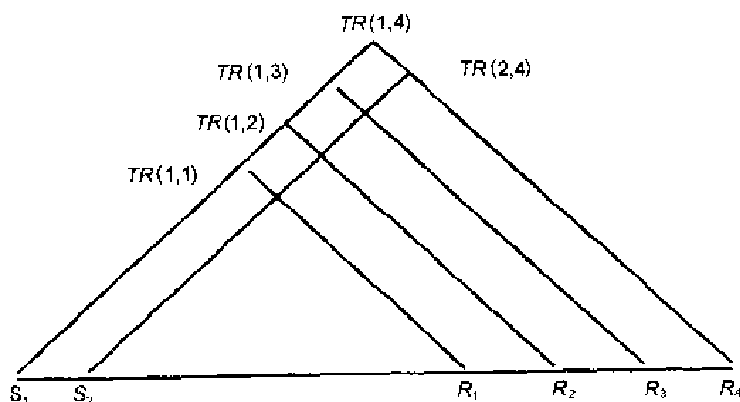


图 3-1-10

首先，将每一炮中的地震数据进行线性动校正，并且，把相邻炮的地震道按相同检波点进行重排串接显示，这种显示图可以使得静校正问题表现的更加明显，便于用户进行波组对比和追踪。

用 $T(i,j)$ 表示 $TR(i,j)$ 道的初至时间，通过交互的方式，可以方便的确定第 i 炮中各道的初至时间。

根据折射理论，$T(i,j)$ 可以表示为

$$T(i,j) = T_{si} + T_{rj} + \frac{x_{ij}}{v} \tag{3-1-19}$$

式中，T_{si} 表示炮点 i 的延迟时间；T_{rj} 表示检波点 j 的延迟时间；x_{ij} 表示炮点 si 至检波点 rj 的炮检距；v 表示高速层的速度。

线性动校正后，可得到相邻炮点延迟时间差，即一阶差分公式

$$T_{si} + 1 - T_{si} = T(i+1,j) - T(i,j)$$

$$T(i,j) = T_{si} + T_{rj} \tag{3-1-20}$$

从而，对于多次覆盖，可得到这两个炮点延迟时间差的统计值

$$T_{si} + 1 \quad T_{si} = T(i+1,k) - T$$

$$\Delta T(1,2) = T(1,1) - T(2,1) \tag{3-1-21}$$

若设第一个炮点延迟时为零，对(3-1-21)积分求和，则得到各炮点的延迟时间

$$T_{si} = T_{sl}$$

$$T(2,j) = T(1,j) - \Delta T(1,2) \tag{3-1-22}$$

实际上，这种用地表一致性约束初至拾取的方法最适合于交互实现，因为总是可以将相邻多炮的初至数据按相同检波点进行重排显示；并且，只是在每一炮中交互拾取一道的初至时

间，这在复杂的地表地区是较为实用的。当我们拾取各道的初至旅行时后，就可以采用相对折射波静校正方法计算静校正量。

重新计算 CMP 参考面

初至波剩余静校正量有的在几十毫秒，如何在资料处理中正确运用，将关系到速度分析、动校正和水平叠加的效果。

假设地表和反射界面均水平，在时间 T_0 有一速度为 v_0 的反射波同相轴，它的时距曲线满足关于(T_0, v_0)的标准双曲线方程

$$T(x)=\sqrt{T_0{}^2+\frac{x^2}{v_0^2}} \qquad (3-1-23)$$

其中 x 表示炮检距，$T(x)$ 表示炮检距 x 处的反射时间。

对该同相轴施加一个 ST 的静校正量，静校正后的反射时间表示为 $TT(x)$，则

$$TT(x)=\sqrt{T_0^2+\frac{x^2}{v_0^2}}-ST \qquad (3-1-24)$$

从上式不难看出 $TT(x)$ 被施加一个静校正量后，旅行时已经不满足标准双曲线了，但是我们在作速度分析时，总是用一个关于(T_0-ST, v_s)的标准双曲线 $TTT(x)$ 去逼近 $TT(x)$

$$TTT(x)=\sqrt{(T_0-ST)^2+\frac{x^2}{v_s^2}} \qquad (3-1-25)$$

v_s 表示叠加速度。

在最小二乘法的意义下，很容易得到最佳逼近 $TT(x)$ 的叠加速度 v_s 的表示式

$$v_s=\sqrt{\sum_i x_i^4\Big/\left(\sum_i x_i^4/v_o^2-2ST\sum_i\left(\sqrt{x_i^2/v_0^2-T_0x_i^2}\right)\right)} \qquad (3-1-26)$$

从而得到对应于每道的剩余动校正量

$$\Delta T_{NMO}(x)=TT(x)-TTT(x) \qquad (3-1-27)$$

从上面的分析可看出，直接应用静校正量会影响速度分析精度，静校正量越大，影响也就越大；而且，对浅层反射波的影响比深层大。

采用最佳的叠加速度进行 NMO 后的道集，因为对原始数据已应用了静校正量，同相轴不能校平，水平叠加道畸变，特别是在浅层畸变更为严重。

由于反射波自动剩余静校正技术所得到的静校正量一般都比较小，通常小于有效反射波的半周期，所以，在应用初至波剩余静校正量时，应重新计算 CMP 参考面。

图 3－1－11 至图 3－1－14 是对某山地资料进行的处理，图 3－1－11 是应用了野外静校正后的叠加剖面，可以看出有效信号基本不能成像；图 3－1－12 是在图 3－1－11 的基础上作了两次反射波的自动剩余静校正，虽然同相轴信噪比有了明显的提高，但是个别地方仍不能成像；图 3－1－13 是在图 3－1－11 的基础上又作了初至波剩余静校正，可以看出同相轴已经基本叠加成像；图 3－1－14 则是在图 3－1－13 的基础上又做了一次反射波自动剩余静校正，反射波已经很好地成像。所以，初至波剩余静校正技术能够解决大的高频静校正量。

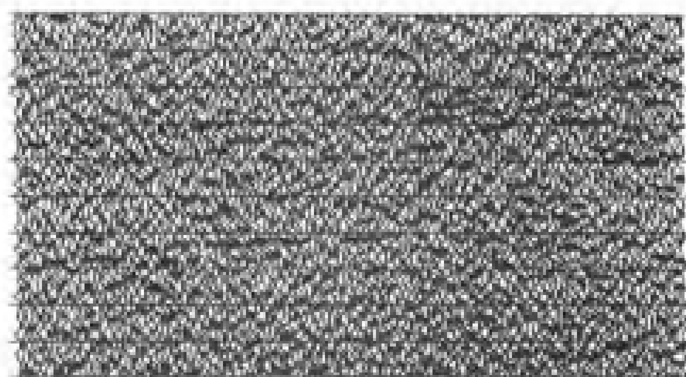


图 3-1-11 野外静校正后的叠加剖面

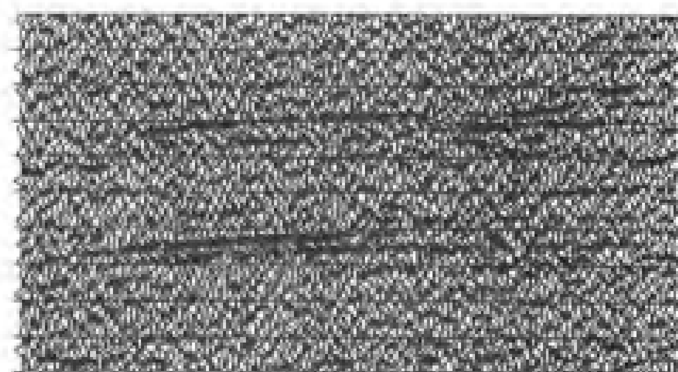


图 3-1-12 野外静校正加两次剩余静校正后的叠加剖面

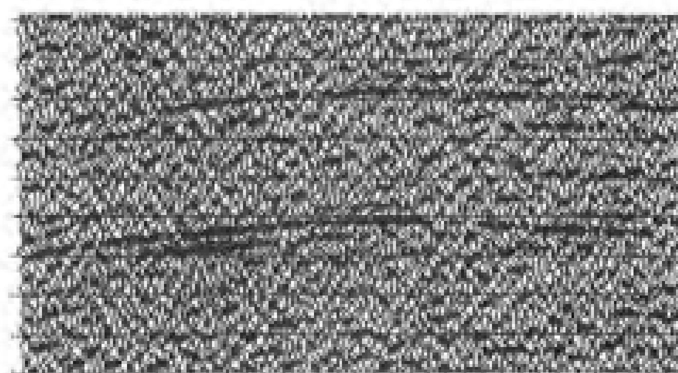


图 3-1-13 野外静校正加初至波静校正后的叠加剖面

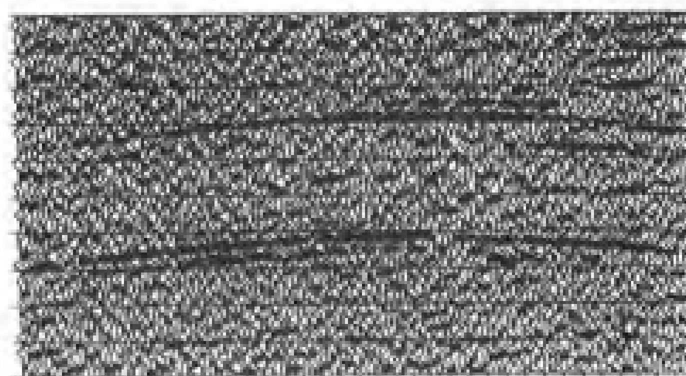


图 3-1-14 野外静校正加初至波静校正加剩余校正后的叠加剖面

3.1.4 高精度剩余静校正

3.1.4.1 蒙特卡罗迭代剩余静校正

众所周知,常规剩余静校正估算是针对观测的走时偏差进行线性反演求解的。这类方法关键的部分是拾取时间延迟。当近地表高度不规则时,例如高程的变化、风化层的不均匀和地震速度横向上的剧烈变化等,会使表层速度严重畸变,这时剩余静校正量可达 100ms 以上,甚至是主周期的几倍。此时拾取互相关函数极大值的一般常规方法,往往落入局部极值范围,即"周波跳跃"。这是线性走时反演中难以解决的问题,也就是说,这样的互相关函数给出不确定的信息,因而可把它视为时间延迟的概率表达,即把互相关函数变换成概率分布函数,由概率分布函数随机地提取时间延迟,对地震道进行校正并构成新的模型参数道,然后再计算新的互相关函数和概率分布函数,对此过程进行迭代运算,随着模型参数的不断改善,概率分布函数上真正的时间延迟将被赋予较大的概率,迭代最终将收敛于一个稳定的结果。

令 $d_{ij}(t)$ 为炮点 i 和检波点 j 所对应的地震道,放炮时间为 $t=0$;令炮点静校正为 s_i,检波点静校正为 r_j;令 $h_{ij}(t)$ 为均匀近地表情况下的地震道,或者说是校正后的道,此时,$s_i=r_j=0$;定义 $G_{ij}=G(s_i,r_j)$ 为一个算子,它把未知的地震道 $h_{ij}(t)$ 延迟(s_i+r_j)。则有

$$d_{ij}=G_{ij}[h_{ij}(t)] \tag{3-1-28}$$

在一般的剩余静校正问题中,这样的方程有几千个。由这个模型出发,我们可以直接得出 h_{ij},或者算出 si 和 rj,再算出 h_{ij}:

$$h_{ij}=d_{ij}(t+s_i+r_j) \tag{3-1-29}$$

因为 s_i 和 r_j 未知,所以 G_{ij} 也未知,这样尽管 G_{ij} 是一个线性算子,但是它的反算子却未知,因此不能对方程(3-1-28)进行线性反演算出 $h_{ij}(t)$。方程(3-1-28)提出了非线性反演问题。解方程组(3-1-28)常用的方法有两种:(1)根据方程组(3-1-28)建立类似的方程组,把非线性问题线性化,然后基于线性理论和最小平方进行反演;(2)是一种直接优化的方法,它建立在下面的基本事实上:炮点和检波点静校正量的最佳值是叠加能量达到最大值,用 $E(s,r)$ 表示叠加能量的负值,令 $d_{ij}(t)$ 表示在中心点(y)和炮检距(h)坐标内动校正后的地震道,这样,计算炮点和检波点的最佳静校正值就是求出下面最优问题的解

$$\min_{\{s,r\}}E(s,r)$$

其中

$$E(s,r)=-\sum_{Y}\sum_{t}\Big[\sum_{h}d_{Yh}(t+s_{i(Y,h)}+r_{j(Y,h)})\Big]^2 \tag{3-1-30}$$

为了求解这个极小问题,不断地修改静校正模型,按地表一致性假设平均互相关函数,极大值所对应的时间为延迟时间,按顺序地计算每个炮点和检波点的静校正量值。这两种方法都根据拾取互相关函数的极大值来确定时间延迟,当近地表异常很大时,存在周期跳跃的危险性。

在优化理论里,$E(s,r)$ 称为目的函数。剩余静校正计算通常有很多极小点,目的函数的最小值称为全局极小值,所有其它的极小值称为局部极小值。在大静校正量计算的问题中,整

体优化会遇到两个问题:一是存在很多局部极小值;二是没有足够的信息确定全局极小值的大致位置,以给定较好的初始条件。这样就不得不进行彻底搜寻。但是,彻底搜寻在计算机上实现几乎是不可能的,假定每个炮点和检波点的静校正值可以取 N 个值,对于 M 个炮点和检波点,就存在 N^M 个可能的答案。M 一般为几百或更多,对于近地表较大异常,N 可达 50。所以,这是一个难以处理的优化问题。而蒙特卡罗模拟退火法是解决优化问题的一个有效方法。

为了用模拟退火估算剩余静校正,以炮点和检波点的静校正量作为模拟参数。用蒙特卡罗算法以此访问每个炮点和检波点静校正量,并对静校正量有条件地赋予一个新的随机选择值。然后计算叠加能量的变化。如果叠加能量小于或等于零,则这个赋予该炮点和检波点的静校正量的新值就采纳。如果叠加能量大于零,这个新值也不一定要排除,也可按概率采纳。每采纳一次新值,叠加就得到一次相应的修正。选用温度 T 在优化过程中降低至零,因而减少允许能量增大的概率,直到这种运算收敛。可以看出,通过允许状态能量增加,模拟退火保证在最优化过程中及早避开局部极小值,从而增加达到总体极值的概率。

模拟退火静校正选用温度 T(在静校正中也可称为噪声参数)作为一种迭代函数。它是影响成功率和算法的关键。一种可靠的对策是:用几次迭代使系统达到随机化并达到平衡,即高温时冷却进程要快;而当接近临界温度时则须慢下来;系统一旦完成相变,最终解也就确定了,这时置温度为零,进行迅速冷却。

叠加能量变化 ΔE 的计算,可采用局部计算的方法,只需要重新计算那些与修改的炮点静校正量或检波点静校正量有关的 CMP 道集(y)。涉及到 s_i 的叠加能量为

$$\varphi_{si}(s_i) = \sum_{y \in Y_g} \sum_t \Big[\sum_h d_{yh}(t + s_{i(y,h)} + r_{j(Y,h)}) \Big]^2 \qquad (3-1-31)$$

而其他的炮点静校正,s_k,k_t 和 r_j 保持不变。同样地,涉及到 r_j 的叠加能量为

$$\varphi_{ri}(r_i) = \sum_{y \in Y_a} \sum_t \Big[\sum_h d_{yh}(t + s_{i(y,h)} + r_{j(Y,h)}) \Big]^2 \qquad (3-1-32)$$

而其他的检波点静校正,r_k,k_t 和 s_i 保持不变。计算 $\varphi_{si}(s_i)$ 和 $\varphi_{rj}(r_j)$ 比炮点静校正和检波点静校正同时修改时的计算要简单。这种局部计算正是蒙特卡罗算法的成功之处。

利用上述算法可以成功地计算出各炮点的剩余静校正量和检波点的剩余静校正量。图 3-1-15 给出了剩余静校正前后的剖面,对比应用结果可以看到剖面效果得到了明显改进。

3.1.4.2 多层剩余静校正

传统的剩余静校正是沿着某一标准层进行的。在山地地震资料处理中这种做法存在着陷阱。

山地地质结构是非常复杂的,在简单的地质情况下 CDP 道集上反射波时距曲线是双曲线。当反射界面复杂,速度横向变化剧烈时 CDP 道集上反射波时距曲线不总是双曲线。有时,浅层反射是较好的双曲线,深层反射不是双曲线。

在进行剩余静校正时,传统观点认为,剩余静校正量是 CDP 道集上反射波时距曲线非双曲线性产生的唯一原因,剩余静校正就是企图要把 CDP 道集上反射波时距曲线变成双曲线性,但是道集上反射波时距曲线的非双曲线性,并不总是来自于静校正问题,而是还包括其它因素的影响。

静校正问题引起的 CMP 道集反射波时距曲线的非双曲线性有一个特点,即它们上下一致,也就是说,它们是地表一致性的。因此,有时非双曲线性不是来自于静校正问题,而是来自

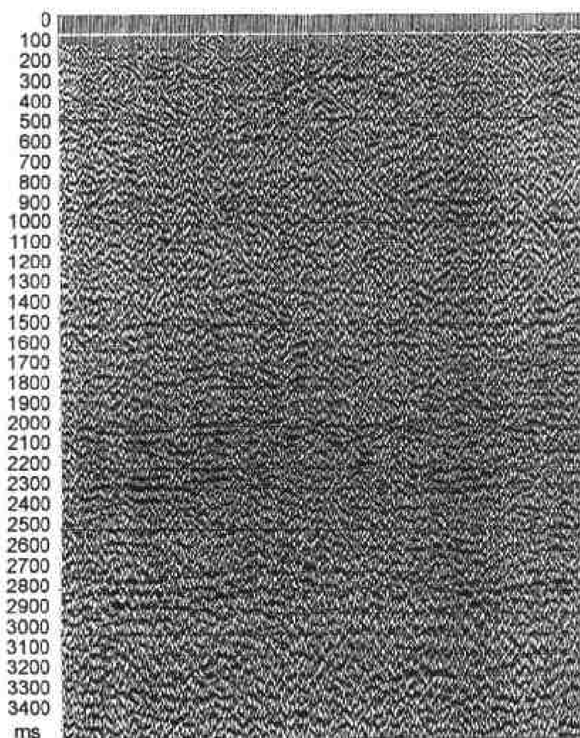


图 3-1-15(a)　蒙特卡罗剩余静校正前的剖面

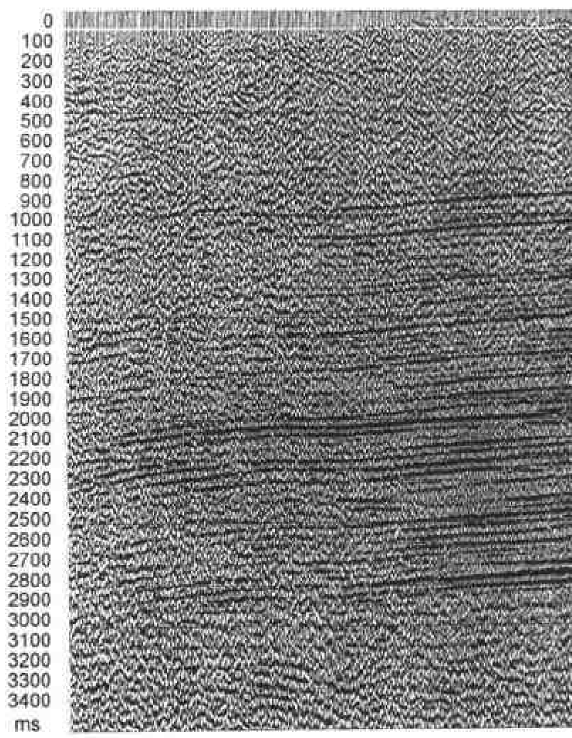


图 3-1-15(b)　蒙特卡罗剩余静校正后的剖面

于地层速度的横向变化。地层速度的横向变化引起的地震道集反射波时距曲线的非双曲线性上下不一致。这就可以用它们之间的差异将这两种因素分开。

具体做法是，沿着两个或多个反射界面求取“剩余静校正量”。在复杂地区，所求取的数值中，不单单包含静校正量，还包含剩余动校正量、岩石速度横向变化引起的时间差、速度各向异性引起的时间差。求取“剩余静校正量”的相同部分和差异部分，相同部分代表真正的静校正量变化，差异部分代表其它因素的影响。用所求取的真正的静校正量进行静校正会避免其它因素的影响。

图 3-1-16 是多层剩余静校正前后的剖面对比，从图中可以看出，多层剩余静校正的剖面改善是非常明显的。

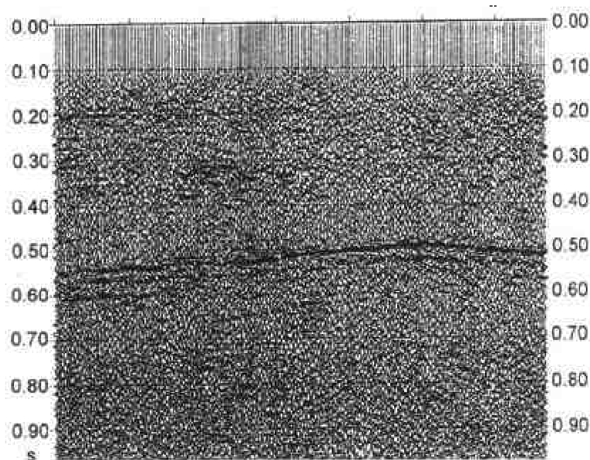


图 3-1-16(a)　多层剩余静校正前的剖面

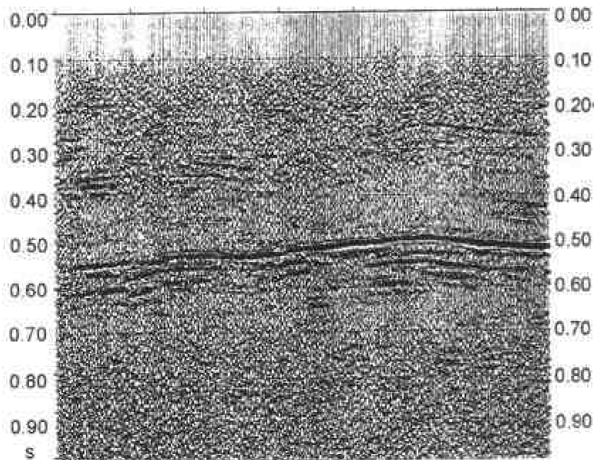


图 3-1-16(b)　多层剩余静校正后的剖面

3.2 提高信噪比和分辨率处理

针对山地地震资料处理的特殊性,需要采取相应的措施。做好静校正以后,仅仅消除了近地表的影响,但资料的信噪比还很低,给后续处理(包括反褶积、速度分析及剩余静校正)带来很大困难,因此提高信噪比和分辨率处理一直是山地地震勘探技术的主要难题。在野外采集上主要是从精细的地表结构调查、提高时间域和空间域的采样率、增加覆盖次数、深埋检波器和采用有利于接收高频有效信息的激发、接收和仪器因素等方面入手。在提高信噪比和分辨率处理上主要是运用多种方法和技术,对单张记录及叠前、叠后资料全过程地进行去噪处理,以提高资料的信噪比。叠前叠后的反褶积和谱白化压缩子波,以提高资料的分辨率。

3.2.1 信噪比和分辨率的关系

3.2.1.1 分辨率的定义

什么是分辨率? 怎样估算它的高低? 这是开展地震勘探首先要明白的问题。

在地球物理勘探学会百科字典中,对分辨率(resolution)一词下的定义是:

(1)分辨率是区分彼此非常靠近的两个特性的能力;

(2)分辨率是使输出产生一种可检测变化的最小输入的变化;

(3)分辨率是确定通过某一窗口看到一种事件的能力。

按照这个定义,在反射波地震勘探中应把分辨率理解为:可分辨的最小地层厚度或最窄的地质体宽度。前者称为垂向分辨率,后者称为横向分辨率。

对于垂向分辨率曾有不少学者以各种不同的角度进行过研究,从而形成了不同的分辨率标准。

维代斯(Widess)标准:维代斯根据镶嵌在均匀介质中的薄层模型所形成的合成反射波的研究,认为当薄层厚度由大逐渐变小时存在一个界限,在此界限之前,合成反射波形是变化的,而在此界限之后合成波形趋于稳定(趋近于子波的一次导数形状),波峰到波谷的间隔不变,仅有幅度变化。该界限相当于地层厚度等于 1/8 波长的情况,即

$$\Delta Z = \frac{1}{8}\lambda_{\mathrm{P}} \qquad (3-2-1)$$

式中,ΔZ 为地层厚度;λ_{P}为子波的优势波长。

$$\lambda_{\bar{\mathrm{P}}} = VT_{\mathrm{P}} = \frac{v}{f_{\bar{\mathrm{P}}}} \qquad (3-2-2)$$

式中,v 是地层中的波速,T_{P}为子波的优势周期(即主波瓣宽度),f_{P}为子波的优势频率。维代斯认为当 $\Delta Z > 1/8\lambda_{\mathrm{P}}$时可以分辨薄层厚度,所以把(3-2-1)式作为分辨率标准。

瑞雷(Rayleigh)标准和瑞克(Ricker)标准:卡维特(Kallweit)和伍德(Wood)根据早些年瑞雷和瑞克的研究,对镶嵌薄层模型进行了合成反射的计算,归结出两种估算分辨率的方法:一种规定相当于 $\Delta t = b/2$ 时的层厚为最小可辨层厚(Δt 为薄层顶底板反射子波的双程时差,b 为子波中心波瓣宽度),称为瑞雷标准。

另一种规定相当于 $\Delta t = T_R$ 时的层厚为最小可辨层厚(T_R 为子波中心波瓣左右两个拐点的间隔),称为瑞克标准。

若反射子波为瑞克子波

$$K(t) = [1 - 2(\pi f_P t)^2] e^{-(\pi f_P t)^2} \tag{3-2-3}$$

则令 $K(t)$的一次导数为零，即

$$K'(t) = 2(\pi f_P)^2 t[2(\pi f_P t)^2 - 3] e^{-(\pi f_P t)^2} = 0 \tag{3-2-4}$$

可得

$$\frac{b}{2} = \frac{1}{2.6 f_P} \tag{3-2-5}$$

式中，f_P 为子波谱的峰值频率。

令 $K(t)$的二次导数为零，即

$$K''(t) = 2(\pi^2 f_P^2)^2 t^4 - 12(\pi f_P)^2 t^2 + 3 = 0 \tag{3-2-6}$$

可得

$$T_R = \frac{1}{3.0 f_P} \tag{3-2-7}$$

而由 b 的定义知：$b = T\beta = 1/f\beta$ 代人(3-2-5)式求出

$$f_P = 1.3 f_P \tag{3-2-8}$$

故又有

$$\frac{b}{2} = \frac{1}{2 f_{\bar{P}}} \tag{3-2-9}$$

$$T_R = \frac{1}{2.31 f_{\bar{P}}} \tag{3-2-10}$$

从而得出瑞雷和瑞克标准的分辨率表达式

$$\Delta Z_b = \frac{v}{5.2 f_P} = \frac{\lambda_P}{5.2} \tag{3-2-11}$$

$$\Delta Z_R = \frac{v}{6.0 f_P} = \frac{\lambda_P}{6.0} \tag{3-2-12}$$

或

$$\Delta Z_b = \frac{v}{4 f_{\bar{P}}} = \frac{\lambda_{\bar{P}}}{4} \tag{3-2-13}$$

$$\Delta Z_R = \frac{v}{4.62 f_{\bar{P}}} = \frac{\lambda_P}{4.62} \tag{3-2-14}$$

式中，λ_P 为与峰值频率 f_P 相应的波长。

若反射子波是辛克(Sinc)子波，则

$$W(t) = \frac{2 f_u \sin 2\pi f_u t}{2\pi f_u t} - \frac{2 f_e \sin 2\pi f_e t}{2\pi f_e t} \tag{3-2-15}$$

这里 f_u 和 f_e 分别为子波谱的高端和低端频率。则利用上述相同的方法可求得

$$\frac{b}{2}=\frac{1}{C_1 f_u} \tag{3-2-16}$$

$$T_R=\frac{1}{(C_2/2)f_u} \tag{3-2-17}$$

式中,C_1 和 $C_2/2$ 参数与子波谱宽度有关,当频带宽度超过两个倍频程时,C_1 趋近 1.40,$C_2/2$ 趋近 1.51,所以

$$\frac{b}{2}=\frac{1}{1.40f_u} \tag{3-2-18}$$

$$T_R=\frac{1}{1.51f_u} \tag{3-2-19}$$

从而得

$$\Delta Z_b=\frac{V}{2.8f_u}=\frac{\lambda_u}{2.8} \tag{3-2-20}$$

$$\Delta Z_R=\frac{V}{3.02f_u}=\frac{\lambda_u}{3.02} \tag{3-2-21}$$

若以中间频率 $f_m=(f_u+f_e)/2$ 表示,则

$$\Delta Z_b=\frac{V}{4.48f_m}=\frac{\lambda_m}{4.48} \tag{3-2-22}$$

$$\Delta Z_R=\frac{V}{4.83f_m}=\frac{\lambda_m}{4.83} \tag{3-2-23}$$

式中,λ_u 和 λ_m 是与 f_u 和 f_m 相应的波长。

所以,只要预先已知反射子波的波长(或速度与频率)就能估算出分辨率的高低。上述计算只考虑了单—薄层的简单地质模型且忽略了噪声影响,而实际中却往往有多个彼此靠近的反射面,噪声也不可忽视。所以单取子波的时间变量来描述分辨率是不够的,还必须同时考虑子波的波形变量,也就是要从子波的频带宽度来考虑。

例如,若子波是个假想的正弦波,则它的分辨能力应当为零,即不论地层有多厚也不能将其顶底板反射的正弦子波分开,因它们的合振动仍是一个单频谐合振动。但用前述标准来计算却可算出一个有限的层厚值,显然是错误的。

为解决前述简单标准的片面性,维代斯引用清晰度(distinctness)概念,对分辨能力(resolving)重新下了广义的定义

$$P_a=\frac{a_m^2}{\int_{-\infty}^{\infty}a^2(t)\mathrm{d}t} \tag{3-2-24}$$

式中,P_a 为分辨能力,$a(t)$为地震子波,a_m 为子波振幅极值。P_a 的倒数

$$T_r=1/P_a \tag{3-2-25}$$

与前述的最小可分辨地层厚度相当，但它是以双程时间标定的。

将(3－2－24)式转换到频率域便得

$$P_a = \frac{\left[\int_{-\infty}^{\infty} A(f)\cos\theta(f)\mathrm{d}f\right]^2}{\int_{-\infty}^{\infty} A^2(f)\mathrm{d}f} \tag{3-2-26}$$

式中，$A(f)$和 $\theta(f)$为子波 $a(t)$的振幅谱和相位谱。若子波是零相位子波，则

$$P_a = \frac{\left[\int_{-\infty}^{\infty} A(f)\mathrm{d}f\right]^2}{\int_{-\infty}^{\infty} A^2(f)\mathrm{d}f} \tag{3-2-27}$$

对于辛克子波

$$P_a = 2(f_u - f_e) = 2\Delta f \tag{3-2-28}$$

$$T_r = \frac{1}{2\Delta f} \tag{3-2-29}$$

可见，在无噪声情况下，分辨能力主要是由频带宽度决定的，频带愈宽，分辨能力愈高。

3.2.1.2 分辨率与信噪比关系

在有噪声情况下，分辨能力表达式变为

$$P_n = \frac{\left[\int_{-\infty}^{\infty} S(f)\cos\theta(f)\mathrm{d}f\right]^2}{\int_{-\infty}^{\infty} [S^2(f) + N^2(f)]\mathrm{d}f} \tag{3-2-30}$$

对零相位子波则有

$$P_n = \frac{\left[\int_{-\infty}^{\infty} S(f)\mathrm{d}f\right]^2}{\int_{-\infty}^{\infty} [S^2(f) + N^2(f)]\mathrm{d}f} \tag{3-2-31}$$

这里，P_n 是有噪声的分辨能力。

$S(f)$ 是地震信号 $s(t)$ 的振幅谱($s(t)$ 可视为地震子波 $a(t)$ 与反射系数时间系列的褶积)，$\theta(f)$ 是 $s(t)$ 的相位谱。

$N(f)$ 是噪声信号 $n(t)$ 的振幅谱。

如果预先对地震记录做最佳滤波处理(以不改变信噪比的情况下出现特性分辨能力的最大值为最佳判断)，则地震信号和噪声的振幅谱分别变为

$$S_0(f) = S_{e,0}\frac{S^2(f)}{S^2(f) + N^2(f)} \tag{3-2-32}$$

$$N_0(f) = S_{e,0}\frac{S(f)N(f)}{S^2(f) + N^2(f)} \tag{3-2-33}$$

式中，$S_{e,0}$ 是最佳平稳系列等效功率谱密度的平方根。这时根据(3－2－31)式，分辨能力应为

$$P_n = \frac{\left[\int_{-\infty}^{\infty} S_0(f)\mathrm{d}f\right]^2}{\int_{-\infty}^{\infty} [S_0^2(f) + N_0^2(f)]\mathrm{d}f} \tag{3-2-34}$$

将(3-2-32),(3-2-33)代入(3-2-34)式,则得

$$P_n = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{S^2(f)}{S^2(f) + N^2(f)} \mathrm{d}f$$

$$= \int_{-\infty}^{\infty} \frac{R^2(f)}{1 + R^2(f)} \mathrm{d}f \tag{3-2-35}$$

式中,$R(f) = S(f)/N(f)$ 为信噪比谱。

维代斯的新定义和由此导出的分辨能力表达式适用于更广泛的情况。这些公式表明欲提高分辨能力,仅提高频率是不够的,还必须加宽频带和兼顾改善信噪比。

3.2.1.3 横向分辨率

对于横向分辨率,一般是引用菲涅尔带(Fresnel - Zone)的概念描述的。根据惠更斯(Huygens)原理:地面检波点收到的反射信号应视为反射面上各二次震源出发的振动之和,这说明反射波并不是来自反射面上某一点的贡献,而是一个面积上的贡献。当入射波前与反射面相交形成反射时,波前面相位差在 $\lambda/4$ 以内的那些点所发出的二次震动将在接收点形成相长干涉,使接收的能量加强;而在该区之外各点发出的二次震动则互相抵消,所以该区是产生反射的有效面积,被称为“第一菲涅尔带”。如果地质体的宽度比第一菲涅尔带小,则反射将表现出点绕射相似的特征,使我们不能分辨地质体的宽窄,只有地质体宽度大于菲涅尔带时,才能分辨它的边界。所以,把第一菲涅尔带的大小定为确定横向分辨率的标准。与垂向分辨率类似,这个标准也是一个相对的概念,它与记录的信噪比和解释人员的识别能力有关。

第一菲涅尔带的大小可按下述方法计算:设 S 为激发点也是接收点,它与水平反射界面的垂直距离为 d,r_f 为第一菲涅尔带半径,根据菲涅尔定义有

$$r_f^2 = (d + \frac{\lambda}{4})^2 - d^2 = \frac{\lambda d}{2} + \frac{\lambda^2}{16} \tag{3-2-36}$$

$$\lambda = \frac{v_z}{f}, d = \frac{v_a t}{2} \tag{3-2-37}$$

式中,v_z 和 v_a 是深度 z 处的层速度与平均速度;t 是地表深度 z 的双程旅行时;f 是地震波优势频率。将(3-2-37)式代入(3-2-36)式,即得

$$r_f^2 = \frac{v_z v_a t}{4f} + \frac{v_z^2}{16f^2} \tag{3-2-38}$$

如果 $\lambda \ll d$,则上式简化为

$$r_f^2 = \frac{v_z v_a t}{4f} \tag{3-2-39}$$

若介质为常速:$v_z = v_a = v$,则方程又进一步简化为

$$r_f = \frac{v}{2}\sqrt{\frac{t}{f}} \tag{3-2-40}$$

由于菲涅尔带边缘上的点对反射的贡献很小,当存在噪声时,菲涅尔带的实际范围将比(3-2-38)~(3-2-40)式算出的小,因而尼得尔(Neidell)采用 $\frac{1}{2}r_f$ 为第一菲涅尔带半径。

由上述公式可看出:横向分辨率的高低取决于速度、深度和频率,速度愈小、深度愈浅(或双程时间愈短)、频率愈高则分辨率愈高,反之则变低。

除速度、深度和频率三因素外,反射界面的倾角也是影响横向分辨率的重要因素。

上述公式都是针对未偏移剖面计算的。我们知道:偏移处理就是波场向下延拓,直到 $t=0$ 为止。从理论上讲,偏移后菲涅尔带可简化为一个点,则偏移剖面的分辨能力似乎是可以无限高的,但实际上却达不到。首先它受垂向分辨率限制,当仅考虑垂向分辨影响时,横向分辨率可表示为

$$\Delta H = \frac{\Delta Z}{\sin\alpha} \tag{3-2-41}$$

式中,ΔH 为横向分辨率;ΔZ 为垂直分辨率;α 为偏移角。可见垂向分辨率愈高(即 ΔZ 愈小),偏移角度愈大,则横向分辨率愈高。其次它还决定于空间采样率、偏移孔径、速度精度、叠加质量、二维假设与实际的符合程度等许多因素。

3.2.1.4 含噪声频域分辨率估算

前已述及,有噪声时分辨率不仅与信号子波的频带宽度有关,还与噪声的频谱有关。但有噪声时则在使子波变成冲激函数的反褶积过程中,噪声能量可能增大很多,分辨能力就可能不是最高的。

在频率域中,如果子波是零相位的,则在无噪声情况下子波振幅谱为白化时分辨能力最高。但有噪声时,子波振幅谱白化可能分辨率不是最高的。

假设信号与噪声不相关,此时信号加噪声的总能量等于信号能量与噪声能量之和。信噪能量比定义为信号主极值的平方与信号加噪声的总能量之比。

在频域中,常采用的有如下几种滤波特性:

(1)带通滤波;

(2)记录振幅谱白化,相当于反褶积;

(3)信号振幅谱白化;

(4)最大信噪比滤波;

(5)最大分辨能力滤波等。

不同滤波结果得到不同的分辨能力和不同的信噪功率比。这些结果的差别程度由信号振幅谱和噪声振幅谱二者决定。

设信号振幅谱为 $S(f)$,噪声振幅谱为 $N(f)$,定义分辨能力为

$$P = \frac{\left[\sum S(f)\right]^2}{\sum\left[S^2(f) + N^2(f)\right]} \quad \Delta f \tag{3-2-42}$$

信噪功率比为

$$R = \frac{\left[\sum S(f)\right]^2}{\sum N^2(f)} \tag{3-2-43}$$

式中,$\sum$表示在整个频带内求和;Δf 为频域采样间隔。

由 P 和 R 的表达式(3-2-42)和(3-2-43)可见,二者的关系为

$$P = \frac{\Delta f \sum N^2(f)}{\sum\left[S^2(f) + N^2(f)\right]} R \tag{3-2-44}$$

$$R = \frac{\sum\left[S^2(f) + N^2(f)\right]}{\Delta f \sum N^2(f)} P \tag{3-2-45}$$

它们之间通过信号功率谱和噪声功率谱联系。

所以，在采用不同的方式滤波时，滤波器与信号和噪声二者的振幅谱有关。设计滤波器应先知道这两种振幅谱，可考虑通过频率波数($f-k$)谱来获得。若已有 $f-k$ 功率谱，在谱上可识别出信号的分布范围，从而求每个频率的功率的和及此频率在区域内的功率和，最终得到 $N(f)$和 $S(f)$。

3.2.1.5 滤波与反褶积

通常地震道是由信号和噪声混合而成的，记录道在中频段(15～60Hz 左右)信噪比较高，在小于 15Hz 的低频段和高于 60Hz 的高频段信噪比较低。在低频段主要是面波、浅层折射、声波、侧面波、转换横波等规则干扰波，而高频段主要是高频随机噪声等干扰占主要成分。对地震道进行频谱分析可发现，任何反褶积或单道褶积滤波都不会改变每一个频率成分中的信噪比。

虽然带通滤波和反褶积不能改变每一个频率成分的信噪比，但能改变视觉信噪比和视觉分辨率。视觉信噪比就是信号与信号加噪声之比，带通滤波可以改进信噪比，反褶积可以提高分辨率，但它们均不会改变每一个频率成分的信噪比。

3.2.2 常规提高信噪比和分辨率的方法

提高信噪比和分辨率一直是地震资料处理的主要课题，也是永恒的主题。目前有很多提高地震记录分辨率和信噪比的方法。

3.2.2.1 提高信噪比方法

径向预测滤波，是一个多道滤波的处理方法，用它来增强剖面上的相干同相轴。在定义的倾角范围内，首先通过时移求最大相关值对应的倾角，然后沿这个倾角对相邻道加权求和，从而增强该倾角范围内的相干信号。有效波同相轴一般相干性是最大的，所以加强了有效波，也就削弱了随机噪声和倾角范围以外的同相轴。

二维多道相干噪声滤波，它是根据有效波和线性干扰波在视速度上的差异，在 $f-k$ 域平面上设计一个消除线性干扰的算子，即二维滤波因子。用这个因子对地震记录进行二维滤波，可压制某一视倾角范围内的线性干扰，提高信噪比。

多项式拟合，它是利用多项式拟合法提高输入地震道的信噪比。该方法基于地震道数据具有相干性的原理，假设地震记录相位时间横向变化可用一高次多项式表示，沿相位时间变化的各道振幅变化也可用一待定系数多项式表示。通过多项式拟合，求出地震信号相位时间、标准波形和振幅加权系数，然后将它们组合成拟合地震道，拟合地震道与原始道混波后得到最终地震道。

矢量分解法压噪，它是一种利用矢量分解压制噪声的方法，适用于叠前或叠后处理，基于“相邻道信号具有相关性”的原理，将若干个地震道记录的振幅值所构成的振幅矢量分解为相关分量和非相关分量。其中，相关分量平行于信号方向，非相关分量垂直于信号方向。通过保留相关分量和压制非相关分量，可达到提高地震信噪比的目的。

随机噪声衰减，根据所选择的参数进行预测的方法，从数据中提取可预测的线性同相轴，分离出随机噪声，从而提高剖面的信噪比与连续性。

$f-k$ 域二维滤波和强振幅衰减，是根据有效波与干扰波的视速度和频谱的差异，可以采用$f-k$ 域二维滤波压制干扰。应用时以最小和最大视速度来确定压制带角度范围，并通过试验分析及处理目的层要求给出。对于最小压制角，若给得过大，则高速干扰不能有效地压制；如

给得太小,就会损失有效反射。通常具有一定信噪比的记录,$f-k$ 二维滤波的效果不错,但在信噪比较低的清况下,一定要谨用 $f-k$ 二维滤波。

叠前随机噪声衰减,采用的是统计原理,理论上讲,随机噪声衰减后资料的信噪比可以提高 N 倍,给后续的反褶积与速度分析创造良好的条件。在叠前采用随机噪声衰减技术去除随机干扰时,可以随意选取数据体,既可以是炮集记录、又可以是道集记录,既可以是 2D RNA,也可以采用 3D RNA 处理二维测线。

叠前 $f-x$ 域预测算子外推去噪法,是 $f-x$ 域预测技术的发展和改进。由于 $f-x$ 域预测算子的求取受于扰波的影响,即信噪比越高,预测算子也越准确,且不同频率信号的预测算子不完全独立。因此可以用叠加剖面高信噪比频段求出预测算子,外推到全频段,然后再用到叠前共炮检距记录上,以达到衰减随机噪声,提高信噪比的目的。

同时,针对山地地震资料面波很强,常规二维滤波难以压制的情况,根据面波特性,可设计强振幅噪声衰减程序,它只对面波条带开一时窗,对该条带进行滤波等处理,来压制强面波干扰。

中值滤波是一种非线性滤波技术,它可以自动剔除野值和不正常道,压制强面波干扰和提高数据信噪比。复杂地表折射干扰严重(尤其在近道),它比有效波强很多倍,如果采用常规的 $f-k$ 滤波,虽然可以去除线性干扰,但在去掉折射干扰的同时,势必也会去掉一些有效信号,而且 $f-k$ 滤波还会有折叠效应,易产生假频,且去噪以后,剖面背景也很难看。但中值滤波则克服了以上这些弊病,能较大提高原始资料的信噪比。

扩大面元叠加是地震资料数据处理提高信噪比的又一种方法。它是指在时间-空间域内,将野外采集的常规面元,根据地下构造的复杂程度和原始记录的品质,在原来确定的面元大小的基础上把它进一步扩大,重新构成一个大的面元。在新的大面元道集上,精细求取叠加速度和反射层的时间倾角,做好每一个参与叠加的大面元的动校正和时间倾角校正,使其真正做到同相叠加,达到增加覆盖次数、均化炮检距和提高地震剖面信噪比和分辨率的目的。

3.2.2.2 提高分辨率方法

预测反褶积,主要用来消除地震记录中的长、短周期多次波以及其它干扰波,提高分辨率。根据要求,从地震记录中计算预测因子,然后选择不同的参数对地震记录进行处理。

时变谱白化,是提高地震记录分辨率的一种有效方法,在规定的有效信号频带内,将输入道的振幅谱时变地控制在同一水平,而对频带以外频率的振幅进行压制。这一过程称为"时变谱白化"或"振幅时变补偿"。可以定义较小的频率增量,精细地进行时变谱白化处理;也可以较大的频率增量作一般处理,便可得到较好的效果。此方法对每道的作用可看作是单道时变零相位反褶积。

最小熵反褶积,它是在一个时窗范围内,根据最小熵原理进行反褶积处理。它在时窗内求出一个算子,利用这个算子对每一道地震记录进行滤波,以达到提高记录分辨率的目的。

已知子波反褶积,它是在已知子波的情况下,对地震记录进行反褶积处理。海上勘探时记录到蒸汽枪子波,陆上勘探时记录到的仪器脉冲响应等,都可以看作是已知子波(往往是最小相位子波)。从记录中消除上述子波影响的过程,即为已知子波反褶积。

利用 VSP 资料提取地震子波进行反褶积。利用 VSP 的下行波可以较准确地提取地震子波,用所提取的地震子波对过井或井旁地震记录进行子波反褶积是 VSP 资料应用的一个重要方面,在探区内应用 VSP 资料提取子波,并对过井剖面进行反褶积处理,通常都能见到较好的效果。

谱模拟反褶积，是对地震记录的振幅谱用多项式在最小平方意义下进行拟合，并且认为所拟合的曲线即地震子波振幅谱曲线。这样就可以求出反子波振幅谱，并用反子波对地震道进行褶积来提高地震资料的分辨率。

剩余子波反褶积，它是以常规反褶积处理后的地震记录为输入，通过剩余子波反褶积，使地震记录频谱更接近反射系数有限带宽的频谱，从而提高地震记录的分辨率。

外推展谱法，利用资料低频段的较高信噪比区间内的信息特征，推断较高频段的有效频率成分，是一种新颖的提高分辨率的好方法。它和通常的谱白化方法相比，在相同频带下，其剖面的信噪比较高。若继续向高频端推进，则效果不好。这是因为高频端的信噪比越来越低，高频端所代表的薄层、弱层反射信息在低频端的特征也越来越不明显。可见，此种方法明显地受资料信噪比的制约。

小波变换法，可把这种实现高分辨率处理的过程“分解”为两步。首先，利用小波变换实现对资料的“子波分解”，然后对各子波实施反动校拉伸变换，从而压缩子波，实现资料的高分辨率处理。该方法可以对子波实施无限的压缩，使剖面上的主要目的层分辨率相当高，使整个剖面的视觉效果很好。但在一些弱的复波带中分辨率提高了还是看不到较连续的薄层反射，而信噪比较高的强层反射，随着分辨率的提高波形压缩变窄，特征更为清楚。信噪比与反射层的强弱有关，反射越弱，信噪比就越低，弱的薄层反射信息就会淹没在小波变换分离子波的误差中。所以，该方法中制约分辨率提高的因素还是资料的信噪比。

3.2.2.3 传统提高分辨率和信噪比方法的缺陷

无论何种方法，制约提高分辨率的主要因素是资料的信噪比，并非完全依赖所使用的处理方法。山地地震勘探是一项系统工程，需要野外资料采集、室内资料处理等各方面的共同努力才能实现。其中高质量的数据采集是最基础性的工作，是处理方法无法替代的。在处理方法上进一步提高资料的信噪比，目前已经从各种处理角度设计出了许许多多的针对不同噪声的去噪方法，而且在实际生产中也起到了一定的促进作用。但是目前传统的去噪方法存在着以下问题：

(1)以信号定义噪声。不少去噪方法的前提条件是，有效信号是相干的，噪声是不相干的，把二者对立起来，若它们有联系则这些方法就不适应了。

(2)没有避免线性滤波的限制。大多数去噪方法都有混波效应，可视为相干滤波方法。

传统滤波方法的本质是一个能量的再分配问题。之所以要进行滤波，是因为地层横向上有稳定性，相干的方法无损于它，相反能加强有效信号。但相干的方法有损于脉冲，脉冲经滤波后面目全非，其能量都按照滤波因子分配到同相轴中。从而导致有效信号分辨率降低，保真度也随之降低。

所以，如何绕过线性滤波限制，加强新思路下的去噪方法研究，将能进一步提高资料的信噪比。在此基础上，充分利用新的提高分辨率方法，扩展频带提高资料的分辨率。与此同时仍需克服目前常规叠加中的非双曲线以及动静校正误差等因素影响，做到激发、接收的子波统一，时间对齐，同相叠加；在高信噪比的基础上提高分辨率。另外，小波变换分频技术拓宽优势信噪比的有效频带宽度，是进一步提高地震资料的保真度和信噪比、实现山地地震勘探目标的重要环节。

3.2.3 波形一致性处理

野外原始资料的采集由于受多种因素的影响，特别是受到地震地质条件的影响，如风化层

速度、厚度、地表地形和潜水面等,除了使正常时差校正后的记录存在剩余静校正之外,还存在使反射波的能量和波形发生畸变的问题。我们除了对资料进行常规处理球面扩散补偿之外,针对高分辨地震资料还需做提高振幅保真处理措施以及地表一致性振幅校正,从而消除地表地质条件对反射波能量的影响及不正常道的影响,为下一步处理奠定基础。

由于地表条件的剧烈变化,使反射波的相位发生畸变,表现出地震子波在浅深层存在不同剩余时差;另外,由于速度不准造成不同时间存在不同剩余时差,降低了道集内反射波的一致性,不能够同相叠加,损失了高频信息,从而降低了地震记录的分辨率。

为此波形一致性处理,应该解决下列问题:

(1)必须压缩跟随相位,提高分辨率。

(2)必须兼顾信噪比和分辨率。若地震记录的分辨率在叠前提得太高,会使地震记录的信噪比降低。这样对以后的速度分析、剩余静校正的影响很大。速度很难准确提取,剩余静校正量又很难准确拾取,最终影响叠加效果。

(3)消除地表一致性因素。

通过波形一致性处理,不仅分辨率有所提高,同时也保持了地震记录的信噪比。从而做到子波统一、时间对齐和同相叠加。

3.2.3.1 地表一致性处理

因为保持振幅处理和利用振幅信息的反演都要求进行地表一致性振幅校正,目的是消除因炮点、检波点的浅层地质或人为因素造成的各接收道能量不均一,以保证地震记录较好地反映构造与岩性的特征。

影响地震记录振幅信息处理的因素很多,从野外施工、仪器性能、地质环境、构造特征、岩性变化、油气储集都直接影响地震反射记录的振幅值。几乎任何一个因素都可以对地震振幅产生极大影响,任何一个因素造成的偏差都足以对最终的解释成果形成陷阱。

鉴于上述情况,在地震资料处理中,有许多专门的方法用于振幅处理,如振幅标定、道内均衡、道间均衡、球面扩散、吸收补偿等等。在山地地震资料中振幅的不均匀性尤其严重,为了进行有关的校正与补偿,首先就要消除激发条件与接收条件不同造成的差异。考虑到不同激发条件的所有炮应具有相同的能量,所有的接收点也应具有同等的接收能力;即基本子波形态只决定于震源及检波点的位置,而不考虑由震源到反射界面再到检波器的射线路径细节;这就是所谓的“地表一致性”原理。地表一致性振幅校正就是基于这种原理采取的一种振幅校正方法,它将消除地表激发与接收条件不一致(也包括人为因素导致的不一致)造成的地震记录各道能量的不均衡。

地表一致性基本假设

地表地质的不均一性不仅会造成地震记录各道振幅的差异,而且也会产生时间漂移。另外,还会产生频散现象,即不同频率产生的漂移与频率衰减是不一样的。所以,近地表地质的不均匀对地震记录造成的影响是十分复杂的,把各种效应同时加以考虑将会使问题变得十分复杂。解决这个问题的简单方法是把近地表的综合效应分解开,分别处理。地表一致性振幅校正就是专门用来处理振幅问题的。为了满足地表一致性原理,要做一些基本假设。

地表一致性

地面上同一点对上行波和下行波的影响相同。在同一位置上,不同炮点和接收点的影响可以分别简单地归结为炮点响应和接收点响应,而不考虑同一地面点对不同传播方向的波的不同的滤波作用。同一炮点位置对于共炮点记录道,具有相同的炮点影响,同一接收点位置对

于共接收点道集，具有相同的接收影响。即同一炮的所有道将具有同一振幅因子，同一检波点的所属各道也具有相同的振幅因子。

时间一致性

整个记录时间内，地面上或近地表的影响因素不变，这包括地震响应、震源耦合、近地表衰减、检波器的灵敏度及检波器耦合。也就是说，地表影响对浅层和深层是相同的。

共深度点一致性

用于振幅校正的地震记录应是已作过球面扩散补偿的数据，即在时间方向已进行过衰减补偿。因此，经地表一致性振幅校正后的 CDP 道集基本上包含相同的地下反射信息。

时域地表一致性方程

在地表一致性的基本假设条件之下，地面位置 i 处激发，j 处接收的地震道 $x_{ij}(t)$ 可以表示为

$$x_{ij}(t) = S_i(t) * r_j(t) * h_{i-j}(t) * y_{(i+j)/2}(t) \qquad (3-2-46)$$

式中，$S_i(t)$ 是地面位置 i 处的震源响应，主要是对下行波前的近地表影响；$r_j(t)$ 是地面位置 j 处的接收点响应，主要是对上行反射波的近地表影响；$h_{i-j}(t)$ 是偏移距 $(i-j)$ 的影响，主要反映与偏移距有关的球面扩散影响、剩余动校正影响；$y_{(i+j)/2}(t)$ 是地面位置 $(i+j)/2$ 处地下地质界面的脉冲响应。

对(3-2-46)式作对数傅氏变换得

$$X_{ij}(\omega) = S_i(\omega) + R_j(\omega) + H_{i-j}(\omega) + Y_{(i+j)/2}(\omega) \qquad (3-2-47)$$

式中，X_{ij}是地震记录 $X_{ij}(t)$的复赛谱；$S_i(\omega)$是炮点响应 $S_i(t)$的复赛谱；$R_j(\omega)$是接收响应 $S_i(t)$的复赛谱；$H_{i-j}(\omega)$是偏移距响应 $h_{i-j}(t)$的复赛谱；$Y_{(1+j)/2}(\omega)$是地面地质界面脉冲响应 $y_{(i+j)/2}(t)$的复赛谱。

方程(3-2-47)是一个复数方程。其实部是振幅谱的对数，虚部是相位谱。把方程(3-2-47)的实部与虚部分开可解出振幅异常因子和相位异常因子。

方程(3-2-47)有 $n_s \times n_r$ 个方程，$n_s + n_r + n_c + n_o$ 个未知数。n_s、n_r、n_c、n_o 分别为炮点、检波点、偏移距、CDP 的个数。通常，方程的个数远远大于未知数的个数。所以，该方程是一个超定的、无定解的方程。要从适合方程(3-2-47)的无数个解中，选择一个特解，并对所有频率保持一致。

地表一致性分解

在最小平方意义下求解方程(3-2-47)得

$$\begin{cases} S_i^{(n)} = \dfrac{1}{NR_i + \lambda}\sum_i^{NR_i} X_{ij} - \dfrac{1}{NR_i + \lambda}\sum_j^{NR_i}(R_j^{(n-1)} + H_l^{(n-1)} + Y_k^{(n-1)}) \\ R_j^{(n)} = \dfrac{1}{NS_j + \lambda}\sum_i^{NS_j} X_{ij} - \dfrac{1}{NS_j + \lambda}\sum_i^{NS_j}(S_i^{(n)} + H_l^{(n-1)} + Y_k^{(n-1)}) \\ H_l^{(n)} = \dfrac{1}{NY_l + \lambda}\sum_k^{NY_l} X_{ij} - \dfrac{1}{NY_l + \lambda}\sum_k^{NY_l}(S_i^{(n)} + R_j^{(n)} + Y_k^{(n-1)}) \\ Y_k^{(n)} = \dfrac{1}{NH_k + \lambda}\sum_l^{NH_k} X_{ij} - \dfrac{1}{NH_k + \lambda}\sum_l^{NH_k}(S_i^{(n)} + R_j^{(n)} + H_l^{(n)}) \end{cases} \qquad (3-2-48)$$

方程(3－2－48)称为快速高斯－赛得尔分解。

用快速高斯－赛得尔分解法，通过几次迭代后就可完成地表一致性分解计算，得到四个分量因子的对数振幅谱。

地表一致性反褶积

在分解地表一致性方程得到的四个分量中，只有 Y 反映地下的地质信息，其它三个分量 S、R、H 是作为异常需要剔除的。根据分离出的 S_i、R_j、H_l，设计一个反滤波因子，滤掉由炮点、接收点、炮检距不一致性对地震记录的影响，从而达到地表一致性校正的目的。

地表异常的功率谱为 $R(\omega)$

$$R_{ij}(\omega) = \exp[2(S_i(\omega) + R_j(\omega) + H_L(\omega))] \tag{3-2-49}$$

假设时域地表异常因子序列为 b_l，且为最小相位，其 Z 变换为 $B(Z)$。功率谱 $R_{ij}(\omega)$ 的 Z 变换为 $R(Z)$，则有

$$R(Z) = \bar{B}(\frac{1}{Z})B(Z) \tag{3-2-50}$$

其中 $\bar{B}$ 是 B 的共轭。

$R(Z)$ 多项式的系数为地表异常因子 b_i 的自相关系数，即

$$r_k = \overline{b_l}b_{l-k} \tag{3-2-51}$$

同时有

$$r_k = FT^{-1}[R(\omega)] \tag{3-2-52}$$

对地表异常因子的功率谱 $R(\omega)$ 作反傅氏变换就可得到其自相关的函数。设地表异常因子 $B(Z)$ 是最小相位，则 $B(Z)$ 倒数存在 $B(Z) = 1/a(Z)$，得到

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_1 & \cdots & r_N \\ r_1 & r_0 & \cdots & r_{(N-1)} \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ r_N & r_{N-1} & \cdots & r_0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ \vdots \\ a_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} b_0 \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix} \tag{3-2-53}$$

用莱文森递推法求解方程(3－2－53)，即可得到消除地表异常的时域反滤波因子 $a(t)$。

$a(t)$ 与地震记录 $x(t)$ 作褶积得到地表一致性校正后的地震记录。

$$x'(t) = x(t) * a(t) \tag{3-2-54}$$

计算步骤

实现地表一致性的处理步骤如下：

(1)输人解编好的单炮记录；

(2)对地震道作快速傅氏变换；

(3)计算每道的对数振幅谱及相位谱；

(4)求对数振幅谱，得到每一炮点、检波点、偏移距、共中心点对应道的对数振幅谱之和；

(5)迭代计算四个分量因子(S、R、H、Y)直至范数达到要求；

(6)求每道地表异常因子的功率谱 $R(\omega)$；

(7)对地表异常功率谱作反傅氏变换；

(8)用莱文森递推法求地表异常反滤波因子 $a(t)$；

(9)地震道 $x(t)$ 与反滤波因子 $a(t)$ 作褶积；

(10)输出结果。

在资料处理过程中，地表一致性处理，还要应用地表一致性相位校正。因为，风化层对地震子波有衰减和吸收作用，除了影响振幅和有时间延迟外，对相位也有影响。地表条件的变化使这些影响更为复杂，为了消除其对相位的影响，应做地表一致性相位校正。应用叠加能量最大准则，迭代求解每个炮点、检波点相位校正因子并应用于数据道。

图 3－2－1 是实际原始记录，图 3－2－2 是做过地表一致性处理后的单炮记录。显然，整体剖面效果变好，波形活跃，频率成分丰富，振幅强弱变化分明。同时具有对实际噪声的适应能力，使处理结果提高分辨率，并兼有增强信噪比的作用，从而实现了地表一致性的处理效果。

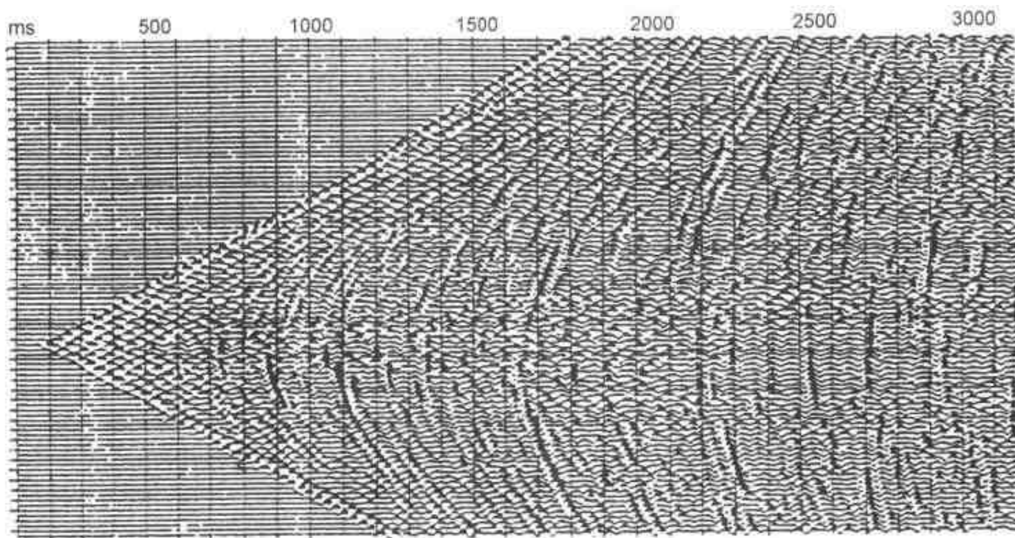


图 3－2－1　原始单炮记录

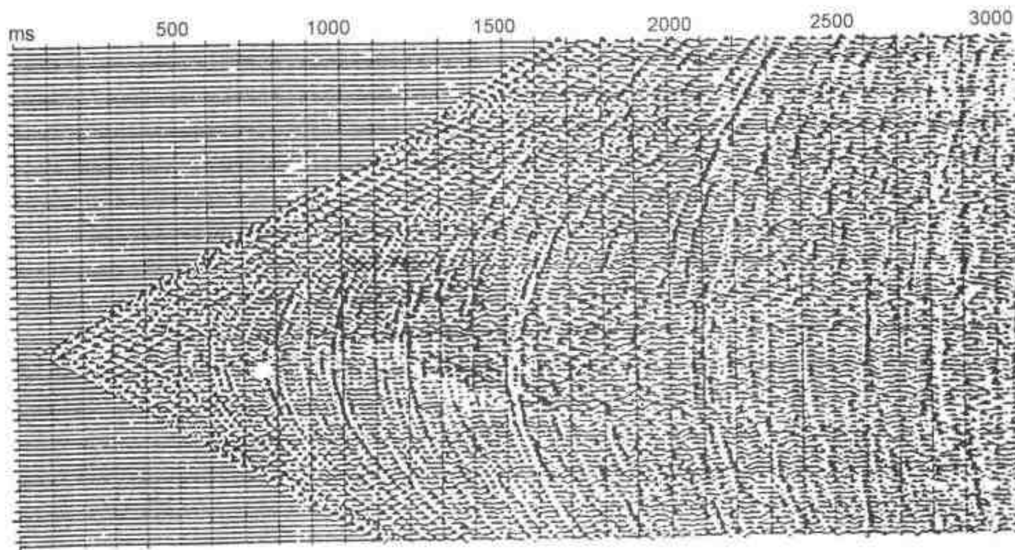


图 3－2－2　对应图 3－2－1 地表一致性振幅补偿后的记录

在资料处理中，由于各区块地表不一致性造成的振幅能量发生突变，这种能量的突变，将影响到自动道编辑、反褶积的效果，影响到各区块的正确拼接。图 3－2－3、图 3－2－4 分别为地表一致性处理前后的叠加剖面，前者能量十分不均匀，后者反射层连续性明显变好，能量均匀，并且分辨率和信噪比都有了明显的提高。

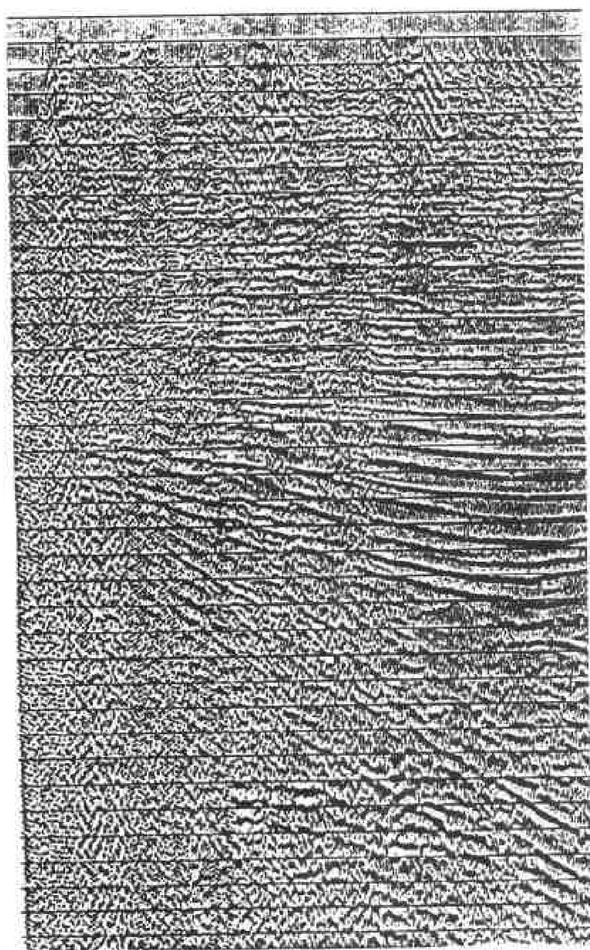


图 3－2－3 原始初叠剖面

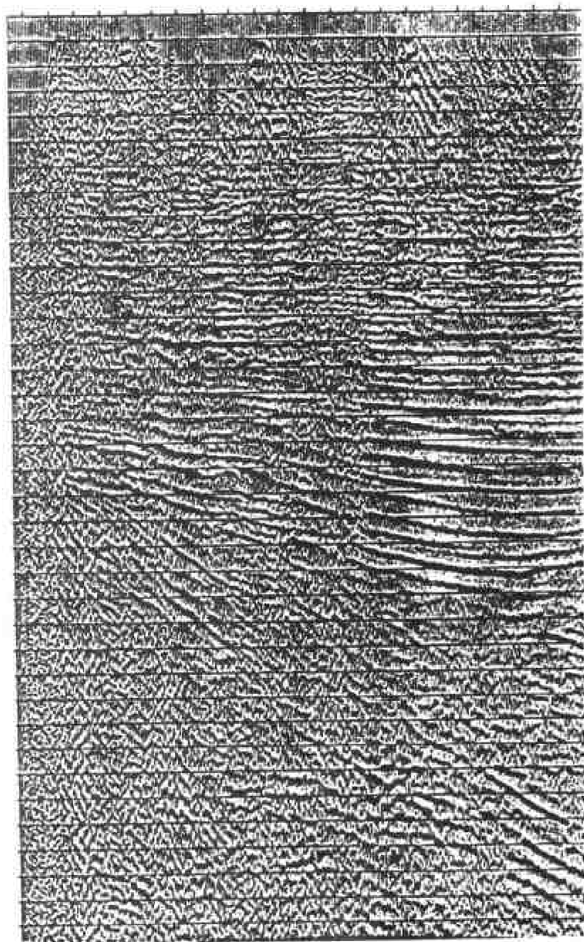


图 3－2－4 图 3－2－3 经地表一致性振幅补偿后的剖面

同时，从图中还可以看出，它能有效地消除由于地表原因引起的振幅不均和地震子波不同的影响，有利于加强有效波的叠加能量并能细致准确地研究目的层横向变化，也为后续的处理奠定了可靠的基础。所以，地表一致性处理是山地地震资料处理中不可缺少的方法。

3.2.3.2 两步法反褶积子波处理

由于单道反褶积抗干扰能力差，反褶积效果不稳定，不适应地表一致性处理等弱点，山地一些低信噪比资料更是如此。为克服单道反褶积的不足，采取在共炮点道集和共检波点道集上做多道统计子波反褶积，并提高地震资料的信噪比。

通常，两步法反褶积的第一步是在共炮集上做多道统计子波反褶积，以消除震源对子波的影响，它的输入道先经过球面扩散补偿，然后用各道统计平均的自相关函数做双边反褶积，假定反射系数是白噪序列的，然后在最小平方准则下，求解托布利兹矩阵，解出双边算子。为了满足第二步反褶积的输入为最小相位的要求，第一步反褶积的输出应尽量接近最小相位，这是通过用指数加权方法改造地震道和双边反褶积，使其子波向最小相位靠拢。

第二步是在共检波点道集上作多道统计子波反褶积，以消除检波点的子波差别。经过第一步反褶积之后，可以认为已经消除了炮点对地震子波的影响，各地震道之间子波波形再有差异就主要是由各检波点的不同地表滤波作用所造成。所以，第二步反褶积是在共检波点道集上做多道统计，假设输入子波为最小相位，而令期望输出波形为零相位带通子波记录的情况下进行的。

在两步法反褶积子波处理中，假定地震子波为最小相位，反射系数为白噪序列，便可通过计算各道平均自相关来估算子波。即在一个道集上选择若干道信噪比较高的记录道，求其在频率域的平均振幅谱；将该平均振幅谱平滑后作为子波的振幅谱；再把该子波振幅谱作希尔伯特变换求取一个最小相位谱，这样就得到了子波的频谱；最后用该子波作反褶积。当实际地震记录满足这两个条件时，效果才能较好，反之效果较差。因此，必须寻求一个新的方法，使得在地震记录不满足上述条件时也可估算出准确的子波。另外，传统的两步法中，期望输出为雷克子波，经过处理，地震记录的频谱随雷克子波的主频而变化，不能很好地拓宽有效波的有限带宽。所以子波的提取是两步法反褶积的关键。

根据 Robinson 褶积模型，有

$$S(t) = r(t) * W(t) + n(t) \tag{3-2-55}$$

式中，$S(t)$ 为地震记录；$r(t)$ 为反射系数；$W(t)$ 为地震子波；$n(t)$ 为噪声。
并假定 $n(t)$ 项在前面的处理中得到克服，以至可以忽略不计，因此不予考虑。

在式(3-2-55)中，若 $W(t)$ 已知或可以直接求出，问题便归结到从子波出发求取反子波，然后应用到地震记录上求取反射系数序列。

若地震记录的反射系数序列是白噪的，地震子波为最小相位子波，则可以通过地震记录的功率谱求得唯一的最小相位子波。现在问题又归结到地震记录是否满足这两个条件。假定反射系数满足白噪条件，而主要解决地震记录最小相位化问题。另外，认为共炮点或共检波点记录的子波是相同的，利用多道加权平均求取其功率谱的方法更利于噪声的消除，进而准确地求取子波。子波求取后，选择一个合理的期望输出，假如期望输出具有高分辨率宽频带的雷克子波(或俞氏子波)，利用最小平方法便可求取反子波。

地震记录最小相位化

设地震子波离散化后为 $W(n) = (W_0, W_1, \cdots, W_m)$，其 Z 变换为

$$W(Z) = \sum_{j=0}^{m} W_j Z_j = W_m \prod_{j=1}^{m} (Z - Z_j) \tag{3-2-56}$$

其中 $Z_j(j = 1, \cdots, m)$ 为 $W(Z)$ 在复平面内的根。

要使子波 $W(t)$ 最小相位化，只须 Z_j 全部落在单位圆外，即 $|Z_j| > 1$，若用 r 对子波作指数加权，则有

$$W(rt) = (W_0, rW_l, r^2 W_2, \cdots, r^m W_m)$$

其 Z 变换为

$$W(rZ) = \sum_{j=0}^{m} W_j (rZ)_j = W_m \prod_{j=1}^{m} (rZ - Z) = W_m r^m \prod_{j=1}^{m} (Z - Z_j / r) \tag{3-2-57}$$

若选择 $r < \min\{|Z_j|\}, 1 \leqslant j \leqslant m$，则 $W_j(rZ)$ 的根全部在单位圆外，故其对应的时间响应为最小相位子波。

在实际问题中，子波是未知的参数，可通过对实际记录作指数加权使子波最小相位化，从而估算子波。

由式(3-2-56),地震记录的 Z 变换为

$$S(Z) = W(Z)R(Z) = C_0\prod_{j=1}^{m}(Z - Z_j)\prod_{j=1}^{N-m}(Z - Z'_j) \qquad (3-2-58)$$

用 r 对记录作加权处理有

$$S(rZ) = C_0 r^N\prod_{j=1}^{m}(Z - Z_j)\prod_{j=1}^{N-m}(Z - Z'_j) \qquad (3-2-59)$$

所以,对记录加权与子波加权是等效的,可采用指数加权的方法,使子波最小相位化,使其满足求最小相位子波的条件之一。

通常,一条测线上各炮之间波形变化不大,可以在几个典型炮集上分别提取衰减因子,取其中较小的衰减因子作为实际处理用的衰减因子。若波形变化较大时,可考虑将一测线分成若干段,每段分别处理。

功率谱多道估算

假设反射系数满足白噪条件,为了增强反射系数的随机性,应选用较大的计算时窗,但有的时窗段干扰太严重,必须避开,这样只能在较短时窗内计算其功率谱。由随机过程理论我们知道一个平稳的随机序列,在时间上的平均值和空间上的平均值相等,所以,短计算时窗引起时间平均的不足可以用空间平均来弥补。为了保证不同道计算时窗内的信息来自相同的反射界面,采用在初定时窗内求最大值,然后反向找零点的方法,来确定计算功率谱的计算时窗。

通常可选择以下几种多道平均方法:

(1)线性平均:设 $F_i(\omega)$是时窗内的傅氏变换,其功率谱为

$$A_i^2(\omega) = |F_i(\omega)|^2$$

则

$$S(\omega) = \sum_{j=1}^{N} A_i^2(\omega)/N \qquad (3-2-60)$$

式中,$S(\omega)$为多道平均功率谱;A_i^2 为每道的功率谱;N 为参与平均的道数。

(2)调和平均:首先计算振幅的自然对数的平均值,然后对平均值再取指数,则平均功率谱为

$$S(\omega) = \exp\left[\sum_{i=1}^{N}\ln(A_i(\omega)/N)\right] \qquad (3-2-61)$$

(3)互相关平均:对时窗内所有道之间的互相关求和

$$S(\omega) = \left\{\left[\sum_{i=1}^{N}A_i(\omega)\right]^2 - \sum_{i=1}^{N}A_i^2(\omega)\right\}/[N(N-1)] \qquad (3-2-62)$$

子波估算

在地震记录最小相位化,并通过多道平均计算功率谱(设为 $B(\omega)$)后,便可利用数学上的方法求取唯一与之对应的子波。

与上述功率谱 $B(\omega)$ 对应的最小相位是唯一的。其求法如下:

$B(\omega)$ 的实逆为

$$X(m) = \mathrm{IDFT}(\log|B(\omega)|) \qquad (3-2-63)$$

其中 IDFT 表示反傅立叶变换。

定义一个窗函数

$$q(m)=\begin{cases}0 & m<0\\1 & m=0\\2 & m>0\end{cases} \tag{3-2-64}$$

用窗函数对 $X(m)$加权得到最小相位子波的实逆谱 $b(m)$

$$b(m)=X(m)\cdot q(m) \tag{3-2-65}$$

由 $b(m)$可以得到最小相位子波 b_m

$$b_0=\exp[b(0)]$$

$$b_m=b(m)\cdot b_0+\sum_{k=0}^{m-1}(k/m)b(k)\cdot b_{m-k} \tag{3-2-66}$$

因为前面使用了指数加权，把原始子波变为最小相位子波，所以，在此应作反加权，从子波 b_m 计算混合相位子波 $W(m)$

$$W(m)=b_m r^{-m} \qquad (m=1,\cdots,L,L\ 为子波长) \tag{3-2-67}$$

反子波求取

对于已求取子波 $W(t)$，则

$$W(t)*\overline{W}(t)=1 \tag{3-2-68}$$

其中 $\overline{W}(t)$为 $W(t)$的反子波。进而可推出

$$\begin{bmatrix}R_{WW}(0) & R_{WW}(1) & \cdots & R_{WW}(n)\\R_{WW}(1) & R_{WW}(0) & \cdots & R_{WW}(n-1)\\\vdots & \vdots & \cdots & \vdots\\R_{WW}(n) & R_{WW}(n-1) & \cdots & R_{WW}(0)\end{bmatrix}\cdot\overline{W}(t)=\begin{bmatrix}1\\0\\\vdots\\0\end{bmatrix} \tag{3-2-69}$$

解上述方程组即可求取 $\overline{W}(t)$。

由于仪器不可能接收 0～∞之间的全部频率成分，而只能接收有限频带宽的信息，故上述情况只是一种理想化的情况，应选择一个合适的期望输出，使之成为已知子波与反子波褶积后的输出，条件为：(1)期望恢复出所有有效频率范围内的地层信息，故期望输出的功率谱在这个频率范围内应尽可能地平坦；(2)对于有效频率成分外的信息尽可能压制；(3)功率谱连续性好；(4)时间响应的主峰与边峰的比值尽可能大，且边界平滑趋于零；(5)零相位。基于以上几点，可以选择 Butterworth 滤波器，它的功率谱函数为

$$P(f)=1/[1+(f_L/f)^{2N}][1+(f/f_H)^{2M}] \tag{3-2-70}$$

式中，f_L 为二分之一功率点低截频；f_H 为二分之一功率点高截频；f 为瞬时频率。参数 M、N 可以通过高频部分和低频部分的倍频衰减率求出。

设 $P(f)$的时间响应为 $P(t)$，则求解反算子的方程为

$$\begin{bmatrix}R_{WW}(0) & R_{WW}(1) & \cdots & R_{WW}(2m-1)\\R_{WW}(1) & R_{WW}(0) & \cdots & R_{WW}(2m-2)\\\vdots & \vdots & \cdots & \vdots\\R_{WW}(2m-1) & R_{WW}(2m-2) & \cdots & R_{WW}(0)\end{bmatrix}\cdot\overline{W}(t)=\begin{bmatrix}R_{WP}(-m+1)\\R_{WP}(-m+2)\\\vdots\\R_{WP}(m-1)\end{bmatrix} \tag{3-2-71}$$

求出 $\overline{W}(t)$后，作用于原始记录道，即得反褶积结果。

在实际资料中，由于激发条件影响较大，接收条件影响较小，通常只在炮集上处理，通过给

定期望输出为零相位来做一步整形。根据需要可以先在炮集上通过期望输出为零相位作第一步处理，然后再抽成检波点道集，通过期望输出为零相位作第二步处理。两步法处理后，既消除了激发条件的影响，又较好地完成了子波整形。实际资料处理表明，该方法是提高分辨率和信噪比的有效方法。

反褶积算子的求取是整个反褶积技术中的关键一步，可用衰减记录法解决子波不满足最小相位的假设条件。根据记录的有效频宽，选择 Butterworth 滤波器的高低载频，反褶积结果既增强了高频成分的能量，又保持了原始记录的有效频宽。

图 3－2－5 至图 3－2－11 分别为反褶积之前、脉冲反褶积、预测反褶积(GAP－16)、炮点域子波反褶积、炮点域子波反褶积＋脉冲反褶积、两步法子波反褶积叠加剖面以及两步法子波反褶积前后的频谱分析图。从图中可以看出，两步法子波反褶积，既能很好地压缩地震子波，又能消除记录系统效应，统一不同地表条件子波。

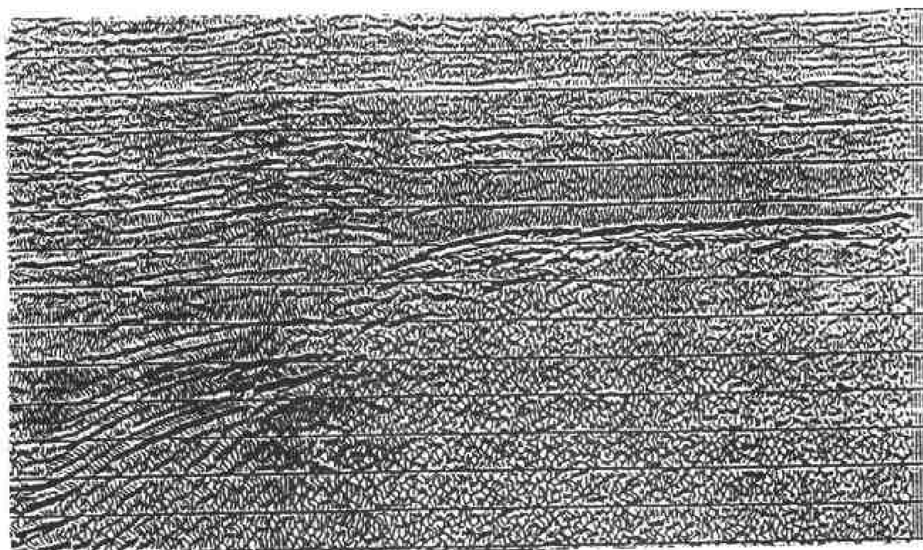


图 3－2－5 原始初叠剖面

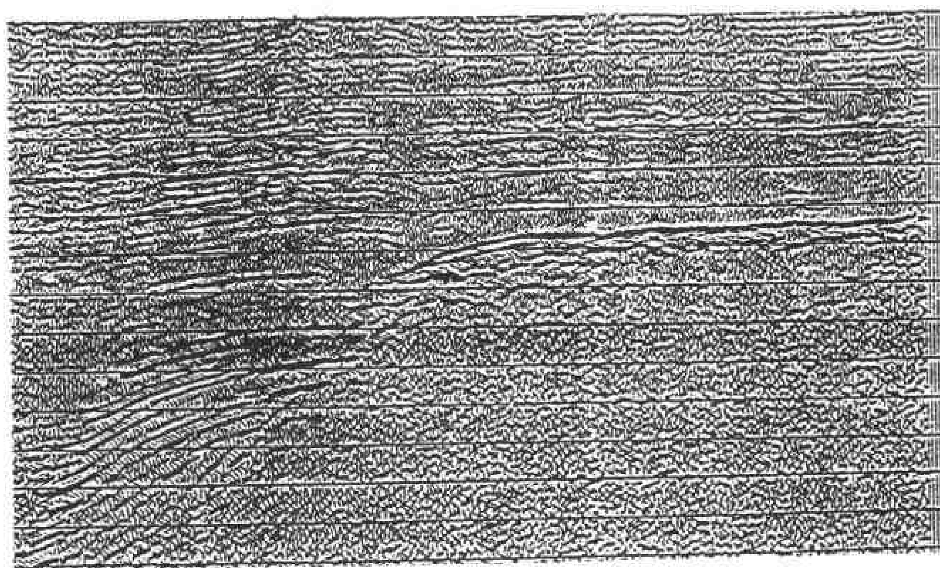


图 3－2－6 对应图 3－2－5 的脉冲反褶积剖面

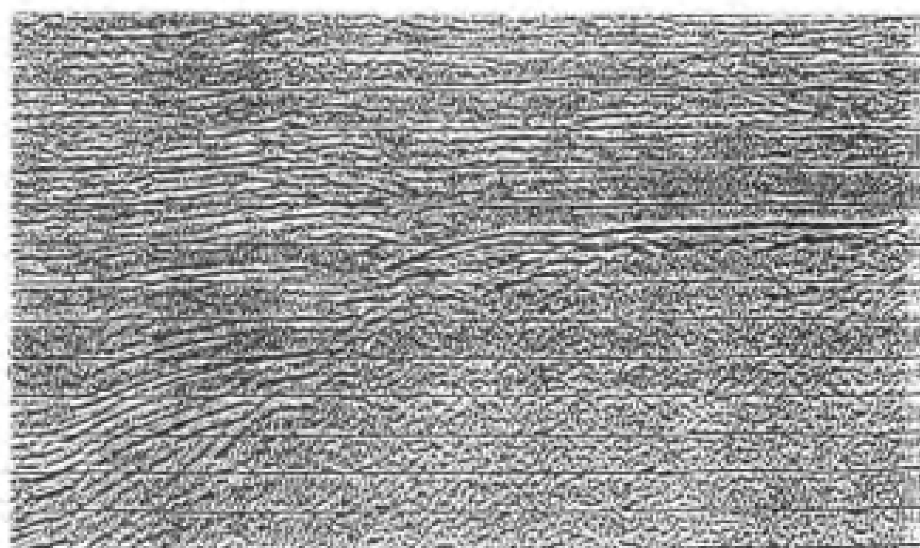


图 3-2-7　对应图 3-2-5 的预测反褶积(GAP=16)剖面

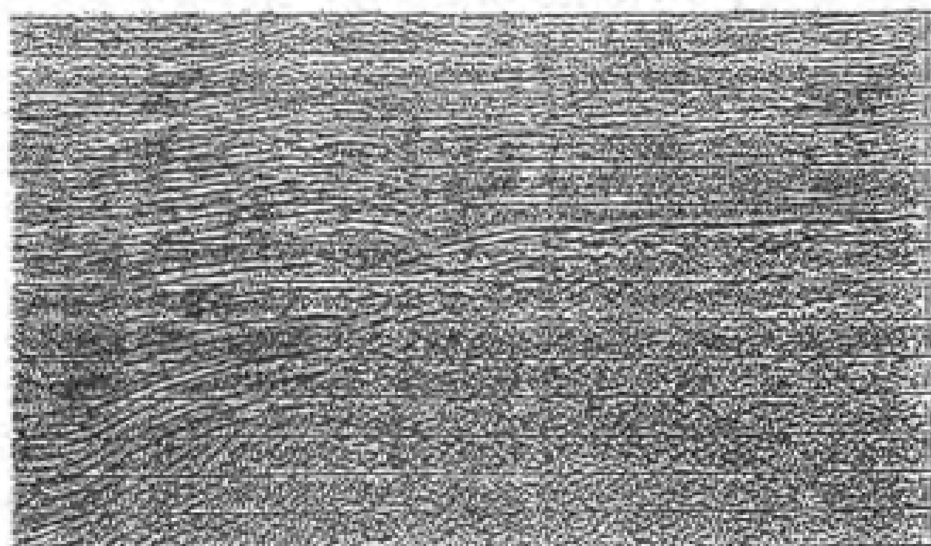


图 3-2-8　对应图 3-2-5 的炮点域子波反褶积剖面

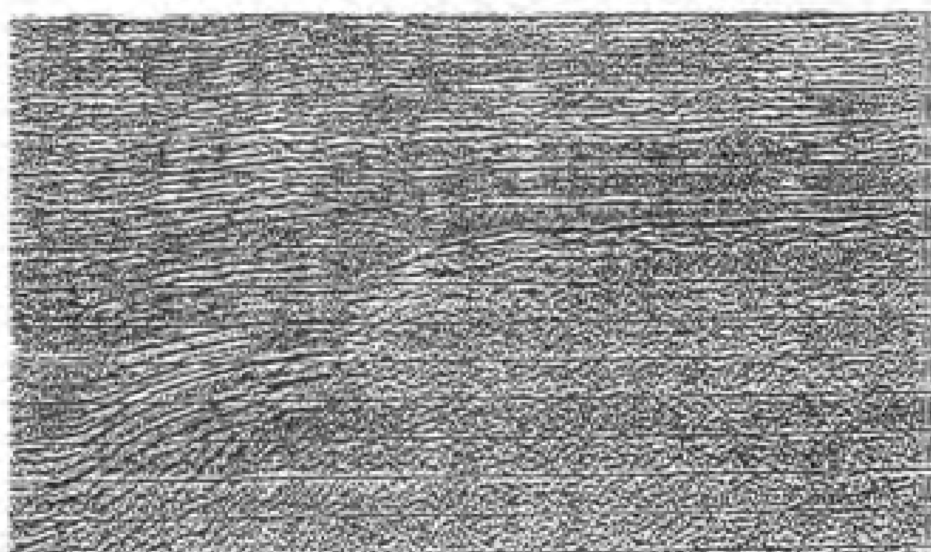


图 3-2-9　对应图 3-2-5 的炮点域子波反褶积加脉冲反褶积剖面

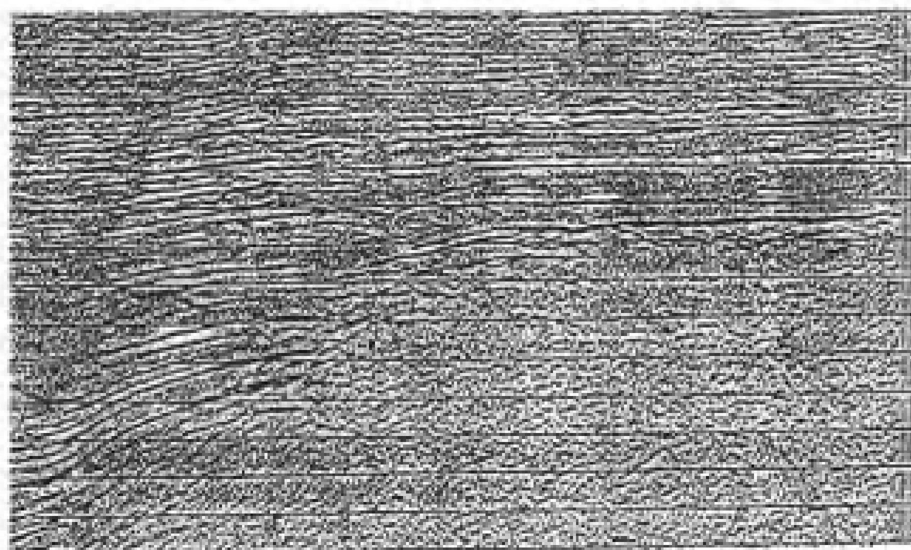


图 3－2－10　对应图 3－2－5 的两步法反褶积剖面

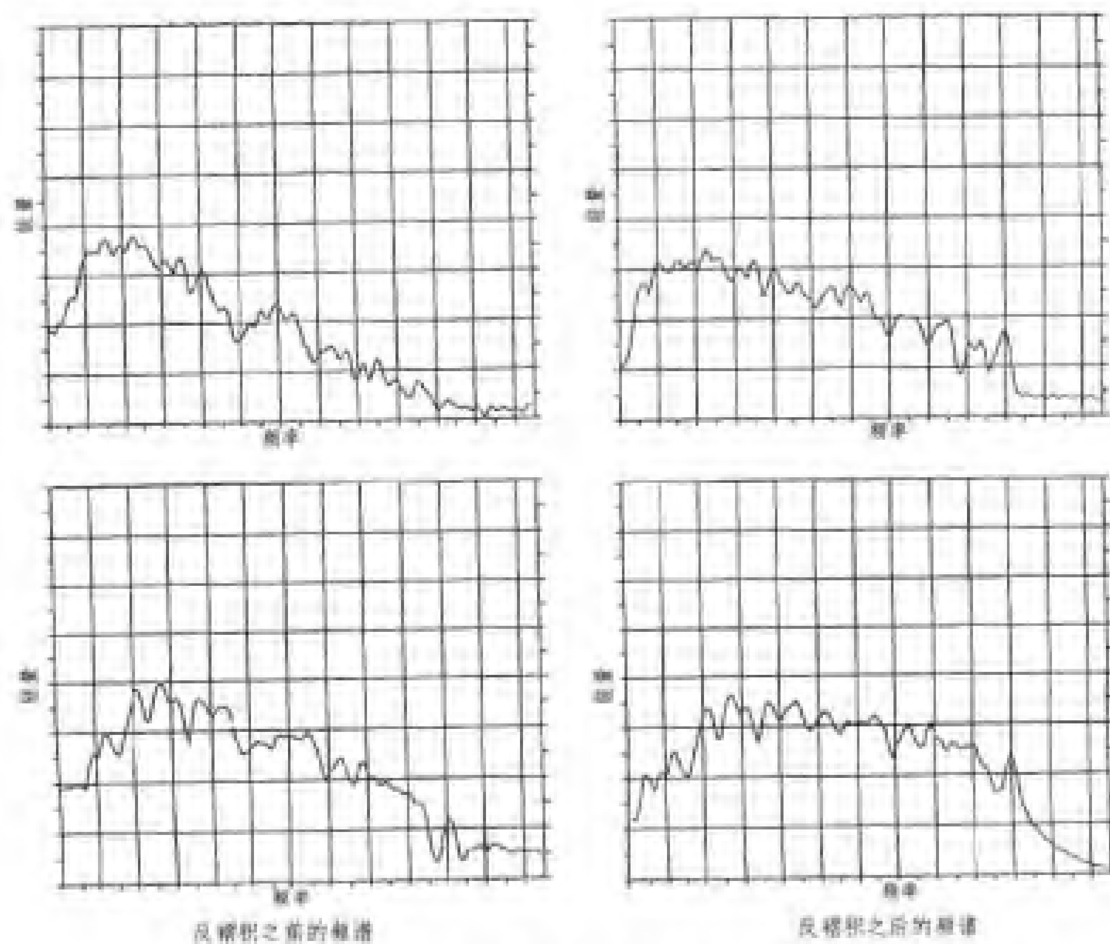


图 3－2－11　两步法反褶积前后的频谱分析

3.2.3.3 波形一致性时差处理

特别是在连片资料处理中，由于野外激发因素差异较大，施工因素不统一。例如野外采集时采用了可控震源、坑炮、井炮等激发方式，井深变化很大；同时能量变化也较大。因此，在资料处理中对野外激发能量的不统一问题，虽然采用了地表一致性处理、井深校正，从而减小了区域性的静校正时差，保证了振幅能量的一致性；采用两步法子波反褶积保证了各炮频率的一致性。但在上述处理后，仍还残留振幅、时间和相位时差问题。

对于振幅差，在每个地震道中，计算给定时窗内的均方根振幅的对数，把各道的振幅对数之差作为输入数据。

对于时间和相位差，取与上述相同的两道，并应用下列算法：在一个给定的时窗内，计算这两道之间的互相关 $R(t)$（t 为时间滞后值）；然后利用希尔伯特(Hilbert) 变换技术计算互相关函数的包络 $A(t)$ 和瞬时相位 $\phi(t)$。应用抛物线内插找出互相关包络 $A(t)$ 的峰值。在 $t=\tau$ 处的这个峰值给出了最佳时间滞后值，把这种时间滞后值作为时差分析时的时移。$\phi(\tau)$ 是相位旋转，用它来作相位差分析。互相关包络的峰值 $\rho = A(\tau)$ 对应互相关系数。

对于单频信号，时移等同于相移；也就是说，这些变量不是相互独立的。但是，由于地震资料中有许多频率，只有一个时移和相移组合给出在互相关函数的希尔伯特变换包络为最大值处地震道间的最佳拟合。由于是线性相关，作为时间和相位函数的包络能量图表现为一种能量集中倾斜的形状，其中能量斜坡是数据主频的函数。沿这个斜坡移动，时间和相位的值有微小差别而不明显改变包络能量。

最小二乘法求时差

最小二乘法是一种简单、有效的计算时差校正值的迭代算法。

假设有 n 条线，共有 m 个交点，测线 j 有一个位移 X_j，这里 X 既可以是振幅、时间也可以是相位。在不考虑误差的情况下，在交点 i 上观察到的时差为

$$b_i = X_k(i) - X_l(i)$$

其中交点 i 指的是测线 $K(i)$ 和 $L(i)$ 之间的交点。分析的目的是为了由时差估算位移或时差校正量。

对于每条线的位移，迭代算法可得到相应的各计算值 X_j^r，其中 $r = 0,1,\cdots$。每次迭代时，对一条测线估计出的位移是通过加上对该测线观察的时差的平均值与对测线计算出的时差的平均值之差进行校正，对差值取正确的符号。一个交点上计算出的时差就是相交测线当前的位移估计值形成的时差。因此，

$$x_j^{r+1} = x_j^r + \frac{1}{d_j}\sum_{i=1}^{m}(a_{ij}(b_i - (x_{k(i)}^r - x_{l(i)}^r))) \quad j = 1,\cdots,n \qquad (3-2-72)$$

式中，当 $K(i) = j$ 时，$a_{ij} = 1$；当 $L(i) = j$ 时，$a_{ij} = -1$；其他情况下，$a_{ij} = 0$。

并且 $$d_j = \sum_{i=1}^{m} a_{ij}^2 \quad 为测线\ j\ 上的交点数$$

设初始估计值为

$$X_i^0 = 0$$

注意(3－2－72)式中的求和实际上只是对已给测线 j 上的那些交点进行的。位移与时差之间的关系是由下面的矩阵方程给出的

$$Ax = b + \varepsilon$$

式中的 A 是一个分量为α_{ij} 的 $m \times n$ 矩阵，它表示交点的几何形状，而 x、b 和ε 分别为位移、时差和误差的列向量。x 的最小二乘法解的方程为

$$A^{\mathrm{T}}Ax = A^{\mathrm{T}}b$$

式中，A^{T} 是 A 的转置矩阵。

解该方程的 Jacobi 迭代格式为

$$x^{r+1} = x^{r} + D^{-1}A^{\mathrm{T}}(b - Ax^{r})$$

式中，D 是包括$A^{\mathrm{T}}A$ 的对角线部分的 $n \times n$ 阶矩阵。

用观测值和计算值之间的均方根误差监视收敛性。均方根误差由下式给出

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{1}{m}\sum_{i=1}^{m}[b_i - (x_k(i) - x_l(i))]^2} \qquad (3-2-73)$$

一种方便的收敛标准为

$$\frac{\varepsilon_{r-1} - \varepsilon_r}{\varepsilon_{r-1}} \leqslant \delta$$

式中，δ 为一非常小的数(例如 0.00001)。随着迭代次数的增大，x 的解在其终值上下来回摆动。为了改进收敛性，又引入一个 0.75 的阻尼项，在每次迭代后只改变该方法要求的值的 75%。例如，在第一次迭代中，将 X 的值从 0 修改到 20。引入阻尼项后，只用该值的 75% 或 15%。把方程(3 - 2 - 72) 修改为

$$x_j^{r+1} = x_j^{r} + \frac{a}{d_j}\sum_{i=1}^{m}(a_{ij}(b_i - (x_{k(i)}^{r} - x_{l(i)}^{r}))) \quad j = 1,\cdots,n \qquad (3-2-74)$$

式中，a 是阻尼项。

相位展开最小二乘法求时差

最小二乘法只对振幅和时差有效，而对相位数据无效。因为相位数据是不连续的，瞬时相位的计算总是回到 $-180^\circ \sim +180^\circ$之间的值。假设测线 1 有 150°的相移，测线 2 有 -120°的相移。预计在交点处相差为 -270°，但是瞬时相位计算将回到 90°值上。因此，算法须将该值调节到 -270°，以便给出最小二乘法一致的数据，使之能够收敛到一个解。

为了有效地解决这一问题，可以利用一种近似的，反复应用最小二乘法的方法进行。每次迭代开始时，用一套当前相位差数据，$i = 1,\cdots,m$，其中每个都等于 $b_i - 360^\circ$、或等于 $b_i + 360^\circ$，式中 b_i 是相位差的原始观测值。

在第一次迭代前，设 $b_i = b_i, i = 1,\cdots,m$。然后用方程(3 - 2 - 74)的方法，就可以从当前相位差数据中计算出最小二乘法迭代解 $x_i, j = 1,\cdots,n$，以及由方程(3 - 2 - 73)给出的均方根误差 ε。

假设 x_i 的解精确到足以使估算出新的相位展开值。在每个交点处可以从 $b_i - 360^\circ$、b_i 和 $b_i + 360^\circ$三个值中找出与根据当前解计算出的相位估计值最接近的一个。如果这样选择出的值与当前值 b'_i 不同，那么就用它作为交点处的当前新相位值。代入方程(3 - 2 - 73)，假设当前值为 X_j，每进行一次这种改变就使误差稍微减小一次。

如果没有任何一个 b'_i 被改变,发现有效的方法是强制对相位进行摄动以产生最少可能的误差微小增长,即排除当前相位 b_i, $i=1,\cdots,m$、从一组相位 $b_i-360°$、b_i 和 $b_i+360°$, $i=1,\cdots,m$,中找出与其对应的计算值 $X_k(i)-X_l(i)$最接近的相位。这种摄动有时通过把迭代程序算出局部极小值,从而对重新计算出的解有所改善。

然后开始另一次迭代,在这次迭代中计算出的新的 x_j 和 ε 的值,如前所述,利用修改过的相位数据。如果 ε 不再减小,在这种情况下,用前一次迭代得到的 x_j 作为最终解。

相位、共中心点位置和方位角校正

相位校正

通常在调查各区块之间相位闭合时,将每一区块的资料单独抽出同一条测线的 CDP 道集,并用相同的速度进行叠加,每隔一定数量的测线抽出一条测线控制全区的情况。图 3-2-12、图 3-2-13 为相位校正后的道集对比图。从图中可以看出,经相位校正后同相轴明显变好,并使其与其它相邻区块之间闭合良好,剖面和道集等均看不到明显的拼接现象,叠加剖面得到了明显的改善。

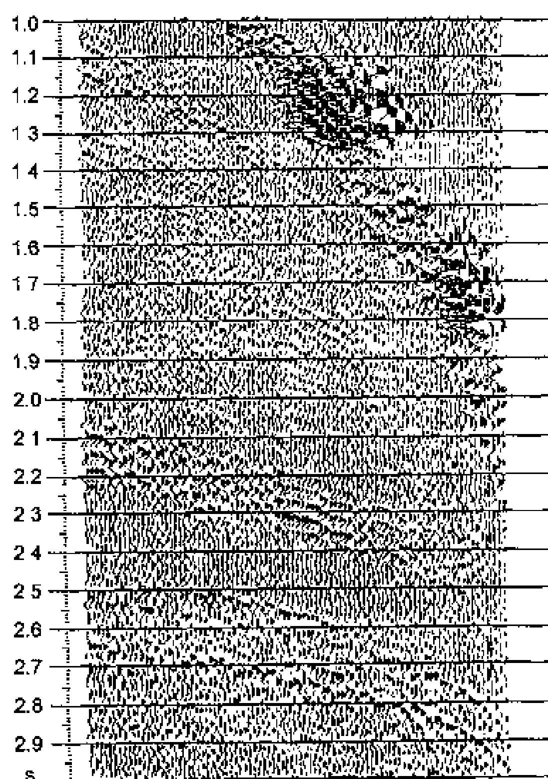


图 3-2-12 相位校正前 CDP 道集

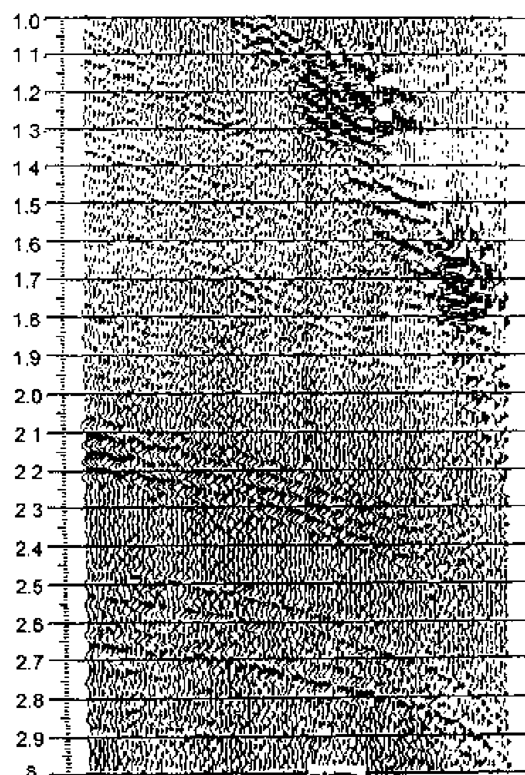


图 3-2-13 图 3-2-12 经相位校正后的 CDP 道集

共中心点位置校正

由于野外观测系统的不一致,会造成 CDP 面元大小不同、施工方向不同等现象。在处理中,为了消除这种大面元内共反射点分散而导致剩余静校正量拾取不准确,叠加效果变差、叠后频率降低的缺陷,必须做共中心点位置校正,它是在动校正之前,将散布于每个 CDP 面元中的各反射点校正到该面元的中心点上,从而达到时间对齐,最佳的同相叠加。经过共中心点位置校正之后,反射波同相轴的迭瓦状现象明显减小,在叠加剖面上也见到了较好的效果,如图 3-2-14 和图 3-2-15 可以看出,2.4s 以下同相轴参差不齐的现象大大减轻。

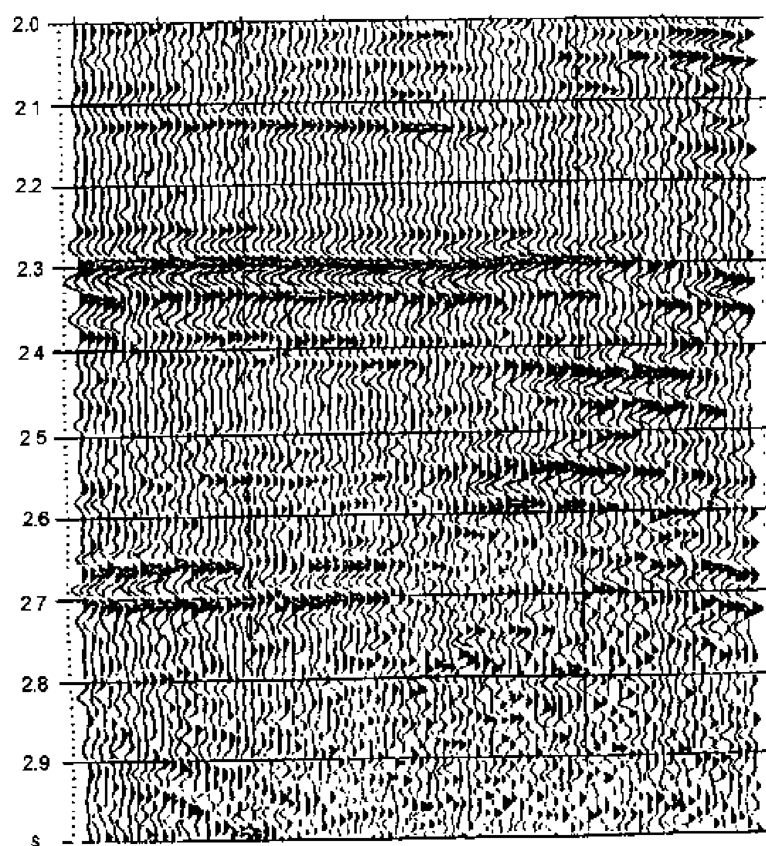


图3－2－14　共中心点校正前的叠加剖面

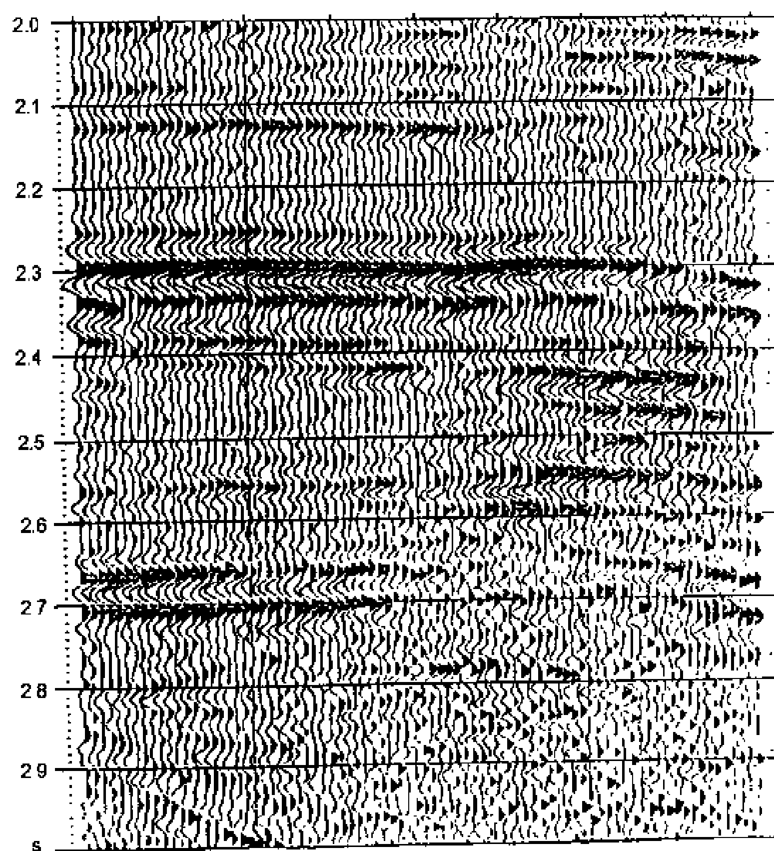


图3　2－15　对应图3－2　14共中心点校正后叠加剖面

方位角校正

方位角校正和共中心点位置校正不同，共中心点位置校正是对于数据进行校正的，而方位角校正则是针对速度分析而言，校正不同炮检方位角对主方位角方向上的速度分析的影响。

图3－2－16至图3－2－19是进行了波形一致性处理前后的单炮和叠加剖面对比，资料处理后无论从信噪比还是分辨率上均有了明显提高。

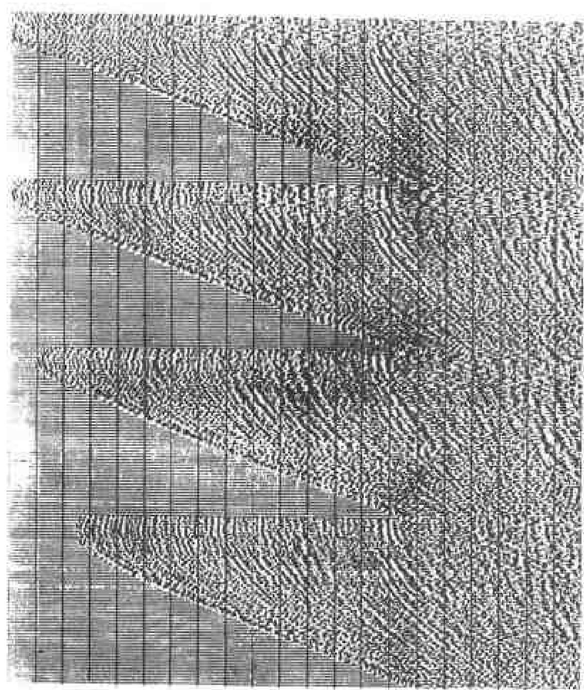


图3－2－16　原始单炮记录

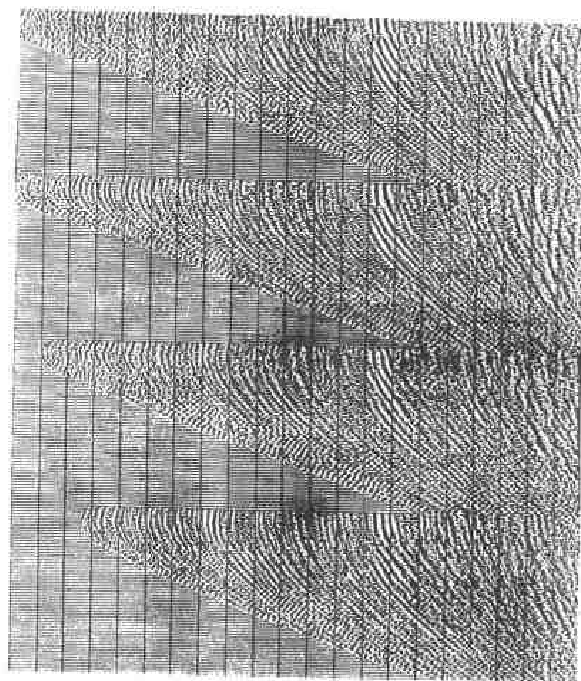


图3－2－17　对应图3－2－16进行波形一致性校正后的单炮记录

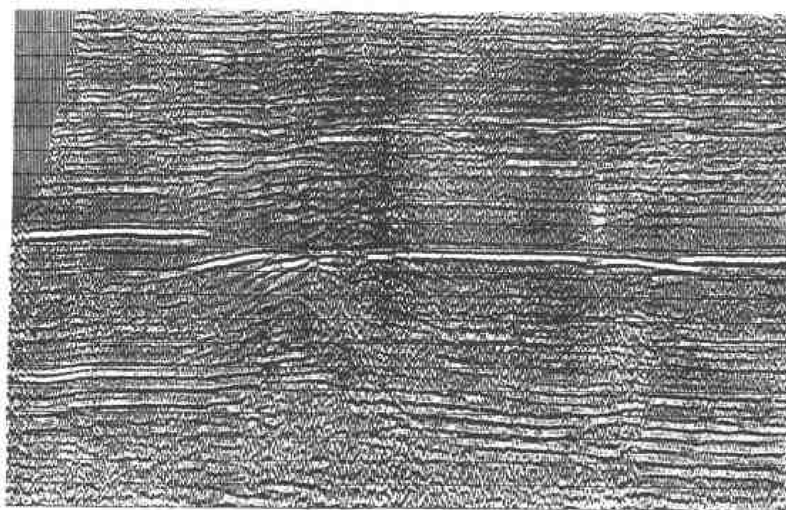


图3－2－18　原始叠加剖面

3.2.4　最佳规则干扰衰减滤波

随着山地地震勘探技术的不断进步，地震剖面上的规则干扰越来越引起人们的注意，特别是主要目的层段，它与有效反射信号产生相消干涉，对资料的进一步特殊处理和地震信息的提取产生不利的影响，从而使得从数据中提取地下信息的质量严重下降。另外，很多地震成像和

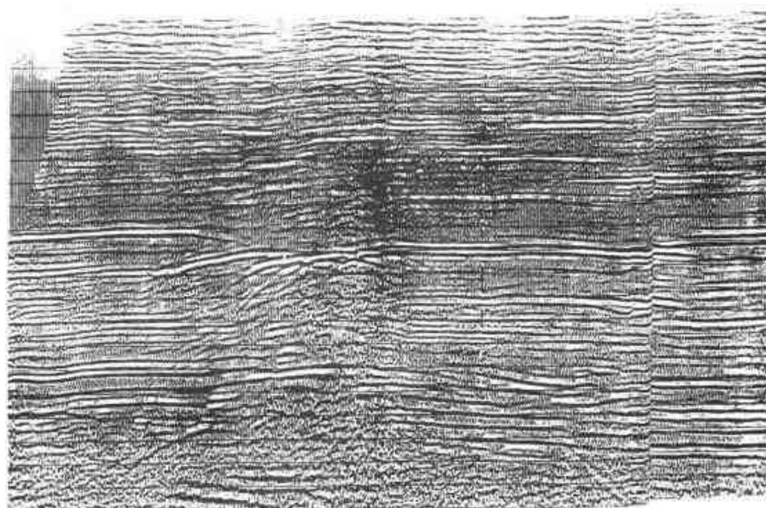


图 3-2-19　对应图 3-2-18 进行波形一致性校正后的叠加剖面

处理方法，例如 DMO、偏移、反褶积、子波处理、AVO 和多次波消除等，都假定为无噪过程。但当规则干扰不能被适当地消除时，这些方法往往失败。

如何把各种规则干扰波从记录中分离并加以剔除，一直是地震资料处理的一个重要问题。例如震源所产生的规则干扰：面波、折射波、多次波以及转换横波等，这些规则干扰传播到接收道中的视速度通常比有效信号的低，从而设计出了二维速度滤波，利用速度差异的方法消除它们。通过大量的研究，开发和设计出了多种滤波器，例如扇形滤波器、切饼滤波器、倾角滤波器、楔形滤波器、$f-k$ 滤波器和速度滤波器等。

早期的做法是进行切除，使数据采样值在规定的时窗内为零，以消除地震记录中诸如面波、声波这类规则的噪声。在时窗内将采样值置零，不仅消除了噪声，同时也消除了信号。此外，沿地震道使时窗内时间采样值为零将引起谱估算值发生畸变。当其它技术不足以有效衰减噪声时，仍然可以采用这种方法。

地震数据处理中消除相干噪声最常用的滤波器是 $f-k$ 滤波器。通过对 $f-k$ 波谱进行分析，可在该域中建立通－阻区域。这些区域可用直线来描述，如扇形滤波，也可具有 $f-k$ 空间中的任意形状。这使得该方法既有效力又有吸引力。此外，快速傅立叶变换使得 $f-k$ 滤波计算起来很经济，特别是当数据在 $f-k$ 域时，它能与其它处理作业进行并行处理。

采用快速傅立叶变换的标准 $f-k$ 技术要求均匀的空间采样。山地地震数据常常有非均匀空间采样的缺点。除非进行道内插以产生等间距的数据，否则 $f-k$ 滤波的应用将受到妨碍。通常，数据中相干噪声具空间假频，当 $f-k$ 域中具有假频的噪声穿过信号区域时，消除噪声结果会使输出频带非常窄，是一种非常不理想的结果。另外，多道滤波技术对道间振幅不相等尤其敏感。道与道之间细小的振幅变化就能极大地影响 $f-k$ 滤波的效果。

$f-k$ 滤波大的问题是对数据的混波作用，这是该方法所固有的作用，使输出数据出现蚯蚓化现象。此外，在应用了 $f-k$ 滤波后，由于这种混波作用，使数据中的静校正问题不能正确解决。

速度陷波滤波也是一种消除相干噪声的常用手段，且在适当条件下非常有效。使用的滤波器在时－空域中应用，时间可以非常短，因而极其经济有效。像 $f-k$ 滤波器一样，它也有其局限性。当噪声时差不是等于数据采样间隔的整数倍时，要求滤波器更长以取得高频时的理论响应。对于具有假频的噪声，速度陷波滤波器可减小通过 $f-k$ 谱信号区域的预定陷波。当噪声

波列以多个速度范围传播时,速度陷波滤波必须多次运行。

对于大部分规则干扰波,其频谱与有效信号的频谱差别不大,而二维滤波技术主要是利用二者在视速度上的差别来消除规则干扰波,滤波过程可在 $f-k$ 域或 $x-t$ 域进行。传统的二维滤波技术常常造成明显的信号畸变,在消除干扰的同时也滤掉了一些有用的信息;平滑效应严重,使整个剖面显得呆板;由于规则干扰波振幅变化不一致,还常会造成蚯蚓状的假同相轴。造成这些缺陷的主要原因是规则干扰波在时空分布上有较大的变化,而常规二维滤波因子往往具有较宽的阻带,从而使带内的部分有效信号经过滤波后发生畸变。下面所述规则干扰衰减技术,它没有 $f-k$ 滤波和速度滤波的限制。它利用了大部分规则噪声只占地震记录的有限部分、具高度假频、无频散、且会在数据中表现出各种各样的时差模式。在这种情况下,可在需要消除的相干噪声周围开一个时窗,它可从地震记录中提取噪声,自动校正噪声的振幅和相位差,对该窗进行一维空间滤波,舍弃除噪声以外的一切波,以估算出噪声。然后对估算出的噪声,进行滤波并与空间滤波前的窗内噪声振幅相匹配,从原始窗里减去匹配噪声,以获得信号的估算值;然后再把信号估算值放回到记录中。

3.2.4.1 波场转换

在山地地震勘探采集中,由于偏移距较小,造成面波、直达波、折射波等强振幅干扰信号相当严重。它们具有能量强、在炮记录上时距曲线为通过炮点的直线等特征。面波还具有频散特性,但在压制面波时难以克服假频问题。为了应用好现有的方法,高保真地消除这些噪声,应首先将噪声波场变成较为简单的波场,提高滤波的效果。波场变换,就是首先假定目标波场与某一参变量有关,利用特殊的转换,将目标波场映射到新的区域。在新的域内,原来呈复杂状的波场(如面波)成为大致平行的线性波场,利用其相干性,进行滤波,突出目标波场。如果消除目标波场,做反变换从原始剖面中减去,这样有效波被完整地留在记录上,无改造作用。因此,这种方法是高保真的。

对于很多类型的噪声,例如面波、折射波和声波等,常速度选择是很方便的。例如,表现为线性时差的噪声,定义为从数据中提取时窗的起始时间的时间表,由下式简单给出

$$t_n = X_n / V \qquad n = 1 \sim N \tag{3-2-75}$$

式中,V 为噪声速度,X_n 为炮检距。对于在记录上表现为非线性时差的噪声,t_n 可由其它方式给出。

然后,从定义区域内提取含有噪声的地震记录,它是消除时差以拉平噪声波列,从而得到信号加噪声的记录

$$X_{i,n} = dt_{n+i,n} \qquad i = 0 \sim T, n = 1 \sim N \tag{3-2-76}$$

式中,T 为时窗中时间样点的个数,提取的是最靠近 t_{n+i} 的 T 个采样值。现在噪声变为平行于 x 轴的以无限高的速度传播的波列了,因而空间采样间隔不规则也可以,除非噪声波形本身变化迅速。

3.2.4.2 消除振幅与时差影响

从得到的时窗中消除振幅与时间变化的影响,使消除这些扰动后噪声的估算达到最佳。道与道之间的振幅与时间值的波动对于用多道滤波器的效果有很大影响,这种影响在高频时显得突出,因而限制了滤波器通过宽带噪声的能力。

定义下式求得振幅变化

$$A_n = \sqrt{\sum_{i=1}^{T} \frac{x_{i,n}^2}{T}} \tag{3-2-77}$$

$$x_{i,n} = \frac{x_{i,n}}{A_n} \tag{3-2-78}$$

将这些振幅因子 A_n 储存下来，将来用于对信号估算值进行恢复标定，因此保留了信号的真振幅。

在利用多道滤波器来通过拉平了噪声之前，通过计算中心道两侧的道间时差来消除任何道与道之间的时间变化。在多道滤波器中采用奇数道，其输出位置在中心道。通过求出中心道和每一外侧道之间相关中最大的峰值可以求出道与道之间的时间变化。互相关定义为

$$C_j = \sum_{i=1}^{T} X_{i,n2} X_{i+j,n1} \quad j = -L \sim L \tag{3-2-79}$$

式中，j 的长度为 $2L+1$，它为互相关函数中滞后的数量，$n1$ 为外侧道，$n2$ 为中心道。互相关最大处的第 j 个滞后表示的是道对齐为直线的点，然后利用内插算子进行平滑内插，求得将外侧道与中心道精确对齐所需的时间位移值 δt。

然后利用内插算子将每一外侧道的时间与中心道时间对齐

$$X'_{i,n} = \sum_{k=0}^{N_F - 1} X_{i,k+j,n} F_{k,p} \tag{3-2-80}$$

式中，$X_{i,n}$ 为时间对齐了的信号加噪声估算值，$F_{k,p}$ 为最小平方有限带宽内插算子，N_F 为每个内插算子中滤波点数。对每一个不为整数的采样间隔来说，使用一个不同的第 p 个算子，这里 $p = N_{FT}(\delta t / \Delta t)$。采样值内插到最近的，这里为滤波器数目，$\Delta t$ 为采样间隔。

3.2.4.3 噪声预测滤波

对已消除振幅和时差变化的记录，可以应用多种预测滤波技术来预测噪声。因为波场变换后的数据，其噪声在空间方向上已为视速度无限大的记录。下面就使用的预测滤波技术，对规则干扰进行有针对性的处理，从而得到运动学特征明显的噪声记录。

多项式拟合法

由于波场变换后，待预测的噪声是有规律的，相邻道上的波形、振幅和时间差别不大，在多道记录上构造同相轴，同相轴的时间距离的关系是光滑曲线，沿同相轴的振幅变化也是光滑的，波形是相似的。因为噪声能量很强，通常是有效信号的几倍乃至几十倍，同时其它噪声和信号则作为预测的噪声形式出现，它使得上述光滑曲线受到破坏，有围绕曲线的随机偏离，即误差。

沿同相轴的振幅和时间变化是光滑的，对振幅和时间可以用一个低次的多项式来拟合。

用拟合结果代替观测数据，或者把拟合结果与观测数据按一定比例混合，可消除或减弱观测数据的不规则性，达到衰减噪声的目的。

与常用的某些衰减噪声的方法相比，这种方法可适应时间和振幅复杂的变化，不要求同相轴是水平的，也不要求同相轴是直线，因此，可以在较多道上进行拟合，有更强的衰减噪声能力，信号畸变也小。

频率域空间预测滤波

假设每个信号在空间分别以固定的视速度传播，即相邻道的时差是固定的。于是信号在

横向上是可预测的,由前几道可以预测后一道的信号。在频率域内,根据前几道信号的某个频率成分,可以预测后一道信号的同一频率成分。这就是频率域信号空间预测的根据。这种方法通常简称为 $f-x$ 预测。

考虑信号只有一种视速度的情况。各道信号的振幅谱相同,相邻道的相位差对于固定的频率来说是常数。此时前一道的某个频率成分乘上适当的固定相移因子就等于后一道的同一频率成分。这就是说由任何一道可以预测后一道。预测算子长度是一个点,算子的值就是相移因子。

在实际情况下由于存在噪声,相邻道同一频率成分会不规则地偏离上述关系。这时需要用多点预测算子,即不是由一道而是由若干道来预测一道。算子也要由多道求得。用这种办法预测结果各道之间变化的不规则程度显著减小,从而衰减了噪声。预测结果经过 Fourier 变换回到时间域输出。

对每个频率成分可以正向预测,即由前面若干道预测后一道,也可以反向预测,即由后面若干道预测前一道。正向预测算子与反向预测算子是简单的共轭关系。这是因为从正向看到的道间时差,在反向看来不过差一个符号。

这种方法要求在算子长度范围内各个同相轴都是直线,不适用于弯曲同相轴的情况。

KL 变换滤波

使用 KL 变换衰减噪声时,只要确定最大叠加能量权系数,输出相应的道就可以了。

从本质上来说,这是一种加权叠加,因此要求各道信号时间一致。在剖面上使用时,倾斜界面效果会变差。

因为准则是最大叠加能量,必然能量大的道的权系数大。如果能量大的原始道主要是噪声,该方法的使用后果可能是降低了信噪比。

预测中值滤波

中值滤波是一种非线性滤波技术,它能够有效地消除脉冲噪声,保持信号边缘的尖锐变化,同时它使信号中的低频分量比重加大,平滑作用明显。

其作法是,对于一信号序列 $X_1,X_2,\cdots,X_n$,在中心样点的前后各开一长度为 K 的窗口,对两个窗口的所有点分别进行预测滤波,得到两个滤波输出值,然后对这两个输出值和中心样点值 X_i 进行三点中值运算,将结果用来取代中心样点处的值。

这里预测滤波器向前或向后预测其长度为 K 的预测滤波器的系数推导如下

假设无噪声时信号有

$$X(n)=a_1n+a_0 \tag{3-2-81}$$

对于向前预测值 Xfw,有

$$Xfw(n)=\sum_{i=1}^{K}h(i)\cdot X(n-i) \tag{3-2-82}$$

在无噪声的情况下,需要有

$$Xfw(n)=X(n) \tag{3-2-83}$$

这样则有

$$a_1n+a_0=\sum_{i=1}^{K}h(i)\cdot[a_1(n-i)+a_0] \tag{3-2-84}$$

从上式则可得 0 阶和 1 阶的限制条件为

$$g_0 = \sum_{i=1}^{K} h(i) - 1 = 0$$

$$g_1 = \sum_{i=1}^{K} i \cdot h(i)$$

设每个样点值中的噪声分量为独立的,则滤波器的噪声能量的增益为

$$f[h(1),h(2),\cdots,h(k)] = \sum_{i=1}^{K}[h(i)]^2 \qquad (3-2-85)$$

使输出噪声能量取最小来使滤波器系数最优化,这样问题变成在限制条件下使 $f[n(1),h(2),\cdots,h(k)]$ 最小。

利用 Lagrange 乘法器的方法,得到

$$L[h(1),h(2),\cdots,h(k)] = f[h(1),h(2),\cdots,h(k)] + \lambda_0 g_0 + \lambda_1 g_1$$

$$= \sum_{i=1}^{K}[h(i)]^2 + \lambda_0\left[\sum_{i=1}^{K} h(i) - 1\right] + \lambda_1 \sum_{i=1}^{K} i \cdot h(i) \qquad (3-2-86)$$

求上式关于所有自变量的偏微分并使其为零,则有

$$\begin{cases} \partial L/\partial h = \sum_{i=1}^{K} h(i) + \lambda_0 + i\lambda_1 \\ \partial L/\partial \lambda_0 = \sum_{i=1}^{K} h(i) - 1 \\ \partial L/\partial \lambda_1 = \sum_{i=1}^{K} i \cdot h(i) \end{cases}$$

解这组方程,得

$$h(i) = \frac{4K + 2 - 6i}{K(K-1)} \qquad (3-2-87)$$

上述 $h(i)$ 即为预测滤波器的系数。

在应用时,最主要是控制窗口长度 K,K 取值愈大,参加滤波的点数愈多,滤波的作用愈强。K 的取值,可视剖面的具体情况而定,如果需滤除的噪声在 x 方向延续的点数较多,则可适当地调整 K 值,也可进行多次迭代计算,最终取得满意的效果。

空间域剔除滤波

它是根据地震信号的形成机制,通过对信号进行分析,利用不同域中,有效波与干扰波的分布特点,识别并剔除干扰波。例如在时间域中,有效波主频与干扰波主频范围各分布在不同的频率范围内,二者基本是分离的。在空间域,当地层较平时,有效波呈低频直流分布(假定反射波已做过 NMO),干扰波呈高频分布。同样它们在 $f-k$ 域或 $\tau-p$ 域都有其分布规律,在共炮集,共检波点集,CDP 道集等也各具特点。

所以可以设计出一种最佳检噪算子,使得该检噪算子灵活多变,它与地震信号褶积时,信号对它无贡献,而干扰噪声在褶积后有较大的振幅能量,从而有效地把干扰噪声从记录中识别出来,并将其从原始记录中剔除,然后再利用内插因子恢复其波形,并采用多次迭代、自动检测有效信号等方法,以求得最佳效果。

该方法能够很好地根据定义域特征,增强有效信号的连续性,衰减规则干扰或随机噪声,并有效地克服混波、相干滤波等方法所导致同相轴变模糊、变胖的蚯蚓化现象。它能够剔除多

种干扰，很好地恢复有效信号，提高了地震资料的信噪比。

3.2.4.4 恢复信号与波场反变换

从波场变换后进行了振幅和时差校正之后的记录中，减去噪声预测滤波后的纯噪声值，则得到了信号的估算值

$$S_{i,n} = X_{i,n} - N'_{i,n} \qquad (3-2-88)$$

式中，$S_{i,n}$ 为信号估算值；$X_{i,n}$ 为振幅和时差校正后的原始记录；$N'_{i,n}$ 为噪声预测滤波后的噪声值。

利用前面求得的振幅比例因子 A_n，对信号估算值进行反振幅比例调整，以恢复每一道的信号真振幅值

$$S'_{i,n} = S_{i,n} \cdot A_n \qquad (3-2-89)$$

然后，把信号 $S'_{i,n}$ 进行时差反校正之后，即可得到波场变换后剔除规则干扰噪声的信号记录。

最后，利用波场反变换，将信号记录变换回原始记录中去，为了不出现突变现象，需增加斜坡平滑处理，使信号时窗的数据能与地震记录的剩余区域相连接。

$$D't_{n+i,n} = S'_{i,n}\Omega_i + dt_{n+i,n}(1 - \Omega_i) \qquad (3-2-90)$$

式中，Ω_i 为开关斜坡函数。它在开关区为单位值的偏移余弦。

若存在另一种时差的噪声，便可利用上述已剔除了噪声后的记录重新作为输入，重复上述过程，最终得出剔除各种规则干扰后的有效信号记录。

图 3－2－20 为去噪处理流程图。

3.2.4.5 应用效果分析

最佳规则干扰衰减技术与速度陷波滤波和 $f-k$ 滤波相比，有几个显著的优点：(1) 只应用于数据受噪声干扰的那一部分，而未受噪声干扰的部分没有任何改变，且对数据中任何时差模式的噪声均有效。因而，$f-k$ 滤波器的限制(速度与频率的关系固定) 和速度陷波滤波器限制(常速度) 并不影响该方法的使用。(2) 对噪声的振幅和相位变化不敏感，因而很稳健。(3) 既不混波数据，也不会产生 $f-k$ 滤波常遇到的蚯蚓化现象。(4) 不需要均匀空间采样，能应用于具高假频的局部噪声，同时能保留数据带宽。

从图 3－2－21 明显看到，规则面波基本上已被剔除，反射同相轴明显展现出来。图 3－2－22(a)是常规处理剖面，图 3－2－22(b)是对图 3－2－22(a)做了叠后去噪后的剖面，图 3－2－22(c)是对图 3－2－22(a)作了叠前规则干扰波剔除后的剖面，图 3－2－23 是噪声剔除与常规滤波的对比。图 3－2－24 是原始叠加剖面与叠前干扰剔除后的剖面对比。从以上剖面可看出，地震记录的信噪比有了很大提高，基本上能满足地质任务的要求。

3.2.5 分频信号加强滤波

前面几节已讨论了波形一致性处理和规则干扰衰减滤波技术，它使得子波统一、时间对齐；并且消除了较强的规则干扰波，使得整个记录面貌无论是信噪比、分辨率和保真度上均有了明显改进。为了达到山地地震勘探的目的，在提高信噪比的基础上，我们还要进一步提高分辨率。众所周知，分辨率不仅与信噪比有关，更主要的是与频带宽度有关，即有效波的频带宽度越宽，则分辨率越高。频带宽度，应该是指具有相同能量级别的有效波频率成分的集合；其

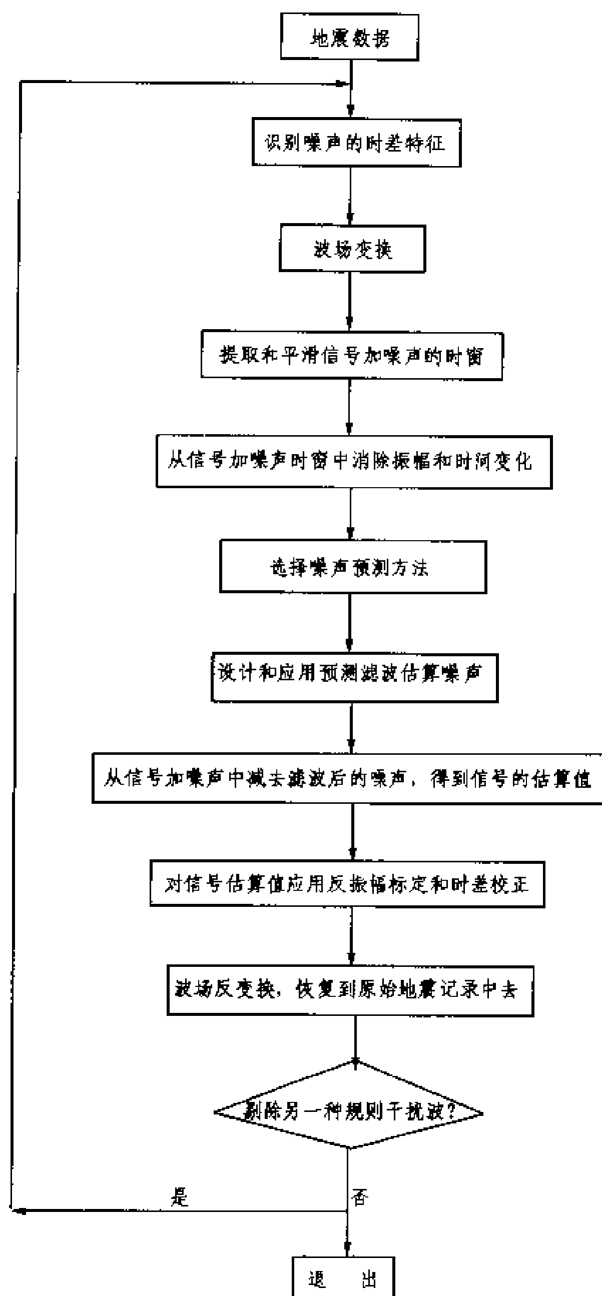


图3-2-20 去噪处理流程图

分辨率是视觉分辨率,只有有效波的频谱成分具有一定的能量时,才能进入有效频带,才能在剖面上看到它的存在。

关于地震记录的信噪比,通常是指有效波的纯度,从宏观上看记录的信噪比,可对记录进行分频扫描,通过分析各频段上的有效信号,从而确定不同频段上的信噪比,获得一个信噪比谱。

从以上概念出发,结合解释目标的要求,对分辨率与信噪比的关系有以下认识:

(1)不同的解释目标需要不同的信噪比资料,根据解释目标,就确定了对该资料的信噪比,再根据资料的信噪比分布即可确定其有效频带。

(2)把解释目标所要求的信噪比范围内的有效频带变为主频带,即通常的提高资料分辨率

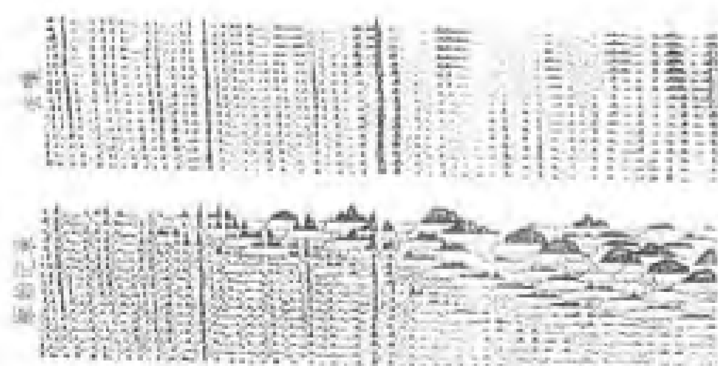
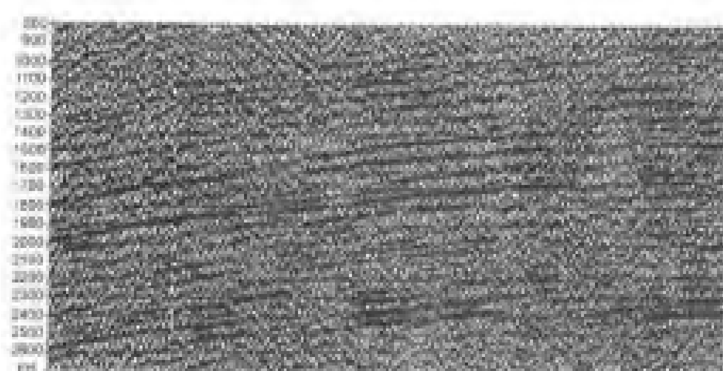
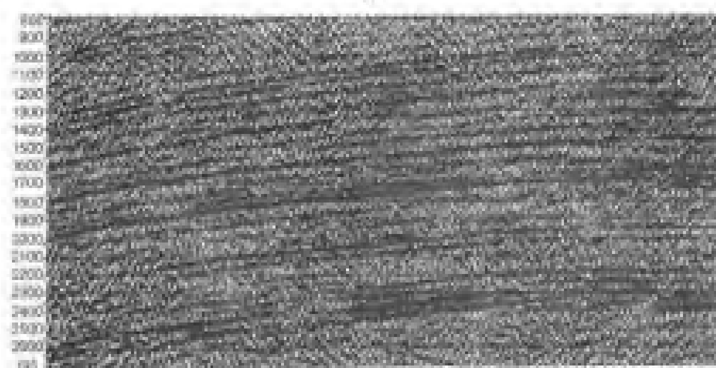


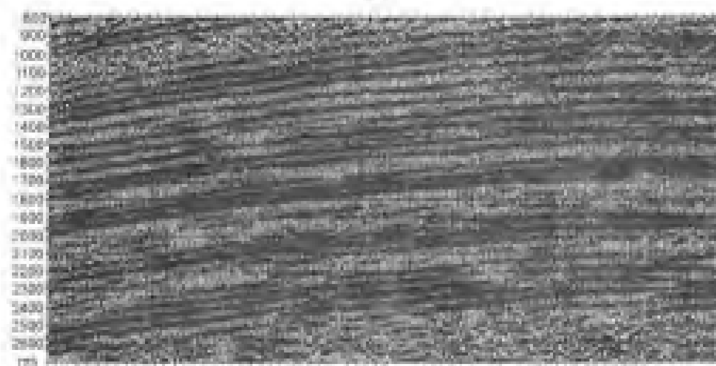
图 3-2-21　消除面波和随机干扰的对比图



(a)



(b)



(c)

图 3-2-22

(a)常规叠加剖面;(b)的叠后去噪的剖面;(c)的叠前去噪的剖面

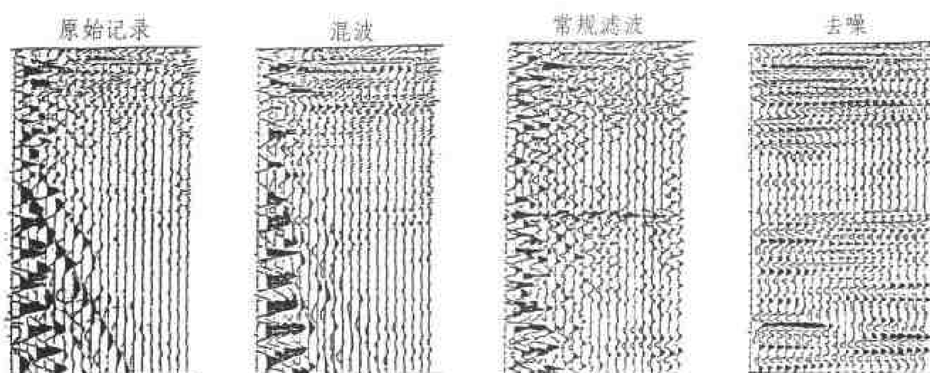


图 3－2－23　噪声剔除与常规滤波的对比

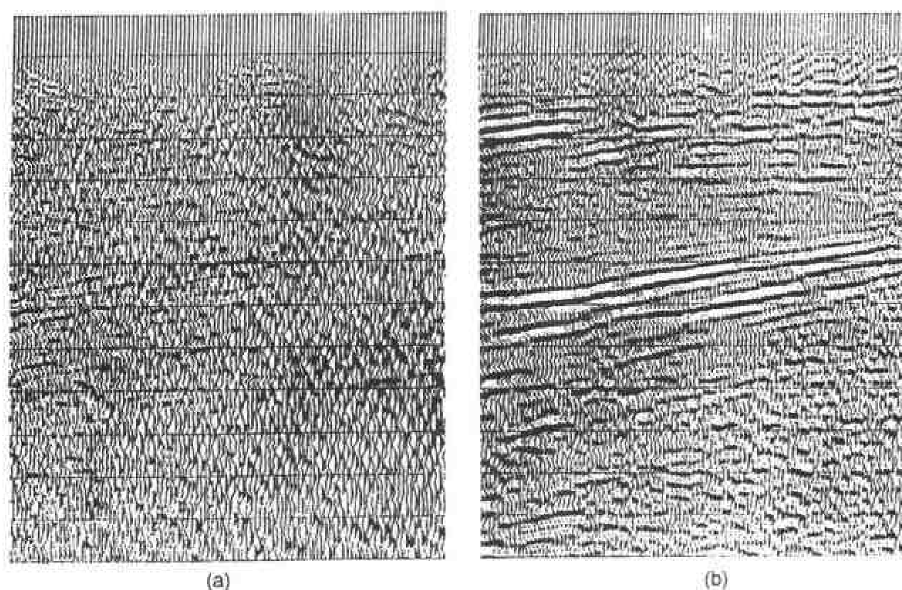


图 3－2－24　(a)原始叠加剖面；(b)叠前干扰剔除后的剖面

的处理过程。信噪比已定，则资料的分辨率也就确定了，即由资料的信噪比分布可确定资料的分辨率的高低。

(3)地震信号在传播过程中是不断衰减的，即从大到小，但不可能从有到无，包括信号的各种频率成分，除非陷波作用的存在。因此，有效波的频带是很宽的，只是信噪比不同而已。

(4)由解释目标确定所需资料的信噪比，由资料的信噪比分布确定资料的分辨率。而资料本身的分辨率能否完成该解释目标的要求，就是所谓的质量问题。

在有效的频率范围内不同频带的信号和噪声的特点及所占的分量是不同的，即可以根据不同频带内信号和噪声的特点，进行有针对性的处理加工，进而达到提高地震记录信噪比和分辨率的目的。

由于地震资料在低频段 15Hz 以下，高频段 60Hz 以上的信噪比较低。在低频段主要是面波、折射波干扰，而高频段主要是高频随机干扰。因此扩展优势信噪比的有效频带宽度，就是要解决高低频段的信噪比。采用前面的方法，将规则干扰波有效地分离出去，保留了低频有效信息，扩展了低频段的优势信噪比的有效信息频带宽度。

高频段的信噪比如何解决，至今还没有针对高频随机干扰去噪的有效方法，只能采用分频去噪方法，提高高频段的信噪比。有时从剖面上可以看出地震记录的分辨率很高，然而剖面上

的信噪比却很低。对剖面进行频率扫描,在低频段剖面的信噪比较高,影响剖面的信噪比主要是60Hz以上的高频段。如何提高60Hz以上频率段的信噪比,扩展高频段优势信噪比的有效频带的宽度,提高地震记录分辨率。通常在常规处理中,只是在整个频带上进行去噪的,我们知道几乎所有去噪的原理都是以能量相关性为依据的,这样在整个频带上去噪只能提高信噪比高的频率段的信噪比,而对信噪比低的频率段的信噪比没有提高多少,甚至损失了高频有效信息。例如,叠加就是一个去噪方法,以往认为叠加提高信噪比为$\sqrt{n}$,实际上提高低频段的信噪比大于$\sqrt{n}$,提高高频段的信噪比小于$\sqrt{n}$。在此采用分频带去噪方法,可以根据不同频段的信噪比适当地选择不同去噪方法及其参数,提高不同频率段的信噪比,特别是高频段的信噪比。

3.2.5.1 小波变换进行分频

众所周知,傅氏变换无论是在数学领域还是在工程等领域都应用得十分广泛,但在应用中发现它有两个致命的弱点,一是傅氏变换在时间域或频率域中的采样间隔均为常数,因而不能做局部分析;二是若将一函数$f(t)$在$L^2(R)$空间展成傅氏级数,其系数C_K只能在$L^2(R)$空间来描述,而在$L^2(R)$以外的空间不能描述函数$f(t)$所在的空间。这就给我们的工作带来很大的不便,为此小波变换应运而生。

小波变换是本世纪80年代发展起来的一门新技术,用来解决傅氏变换局部化性质差的问题,是傅氏变换的改进和发展。它在时域(空域)和频率域中都有良好的局部化性质。近年来,在油气勘探中得到了广泛的应用并取得了良好的效果。

窗口傅氏变换

取一函数$g(t)$,它在有限区间以外恒等于零,用$g(t-\tau)$乘以$f(t)$,即在τ附近开窗口,有

$$G(\omega,\tau)=\int_{-\infty}^{\infty}f(t)g(t-\tau)e^{-i\omega t}dt \qquad (3-2-91)$$

其反演公式为

$$f(t)=\frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty}dw\int_{-\infty}^{\infty}G(w,\tau)g(t-\tau)e^{i\omega t}d\tau \qquad (3-2-92)$$

(3-2-91)式为窗口傅氏变换,其中$f(t)$是原始信号;$g(t)$为窗口函数;τ是信号变量;ω是频率域的变换参数。

窗口傅氏变换使信号达到局部近似平稳,可更好地研究其局部范围的特性。但它的时间分辨率与窗口分辨率一致,而窗口大小选定后则不能再改变,即它不随频率的变化而变化;而且它不能有机地分离信号中的各种频率成分,也不能构成标准正交基。

连续小波变换

窗口傅氏变换的优点是通过窗中心的平移实现对信号的局部化分析。但由于窗口函数$g(t-\tau)$具有唯一性,即窗口大小和形状是唯一的,因而在某一平面的任何位置上,窗口傅氏变换的分辨率都相同,使之无法根据信号的变化来调整分辨率。此外,窗口傅氏变换的分辨率也无法在空间域或频率域达到最佳。为使窗口足够小而使分辨率足够高则提出了小波变换。

小波变换是用可变宽度的时窗将时间序列在频率轴上分段,当它的中心频率在频率轴上移到高频部分时,这些带通滤波器的宽度成对数关系上升。

对于任一函数$f(t)\in L^2(R)$,其小波变换定义为

$$W_f(a,b)=\frac{1}{\sqrt{a}}\int_{-\infty}^{+\infty}f(t)\overline{\Psi\left(\frac{t-b}{a}\right)}dt \qquad (3-2-93)$$

式中，a 为尺度函数；b 为平移分量；$\Psi(t)$为核或基小波亦称小波母函数。而基小波就是满足条件 $\int_{-\infty}^{+\infty}|\Psi(\omega)|^2|\omega|^{-1}\mathrm{d}\omega<+\infty$的平方可积函数 $\Psi(t)$。

(1) $\int_{-\infty}^{+\infty}|\Psi(\omega)|^2|\omega|^{-1}\mathrm{d}\omega<+\infty$为小波变换的充要条件，它等价于 $\Psi(t)$的均值为零，即

$$\int_{-\infty}^{+\infty}\Psi(t)\mathrm{d}t = 0$$

这样的 $\Psi(t)$很多，因此对不同的问题可选择不同的基小波，从而具有很大的灵活性。

(2)在 $W_f(a、b) = \frac{1}{\sqrt{a}}\int_{-\infty}^{+\infty}f(t)\overline{\Psi\left(\frac{t-b}{a}\right)}\mathrm{d}t$ 中，当 $a=1$ 时，小波变换即为窗口傅氏变换。$|a|$越小，则它对应的频率就越高，而相应的窗口就越小，其时间分辨率就越高。小波函数在同一尺度下，通过平移来形成当前空间的正交基，通过进行伸缩变换(尺度变换)来改变它的分辨率。

连续小波变换公式为

$$f(t) = C_{\Psi}^{-1}\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}Wf(a,b)\Psi_{a,b}(t)\ \frac{1}{a^2}\mathrm{d}a\mathrm{d}b \qquad (3-2-94)$$

式中

$$C_{\Psi} = 2\pi\int_{-\infty}^{+\infty}|\Psi(\omega)|^2|\omega|^{-1}\mathrm{d}\omega$$

$$\Psi_{a,b}(t) = |a|^{-1/2}\Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \qquad (a\in R, b\in R)$$

由测不准原理可知，时间频率窗口只能小到一定限度，且在时—频平面上窗口是矩形。连续小波窗口面积不随参数 a、b 变化。对于高频有较高的时间分辨率，对于低频有较高的频率分辨率。

离散小波变换

实际上在数值计算中要离散小波变换，取正数 a_0、b_0 定义

$$\Psi_{nm} = a_0^{n/2}\Psi(a_0^n t - mb_0) \qquad n, m = 0, \pm 1, \pm 2, \Lambda$$

当取特殊情况时，$a_0=2, b_0=1$，则在 $L^2(R)$空间构成一组标准正交基有

$$\int_{-\infty}^{+\infty}\Psi_{n,m}(t)\mathrm{d}t = \Psi_{n',m'}(t) = \delta_{mm'nn'} = \begin{cases}1 & m=m', n=n' \\ 0 & \text{其他情况}\end{cases} \qquad (3-2-95)$$

若 Ψ 存在，可展成

$$f(1) = \sum_{m,n}C_f(n,m)\Psi_{n,m}(t) \qquad (3-2-96)$$

数学家 A. Haar 提出的小波满足上述条件，这里

$$C_f(n,m) = \int_{\infty}^{+\infty}f(t)\ \overline{\Psi}_{n,m}(t)\mathrm{d}t \qquad (3-2-97)$$

其中

$$\overline{\Psi}_{n,m}(t) = \begin{cases}1 & 0\leqslant t\leqslant 1/2 \\ -1 & 1/2\leqslant t\leqslant 1b\end{cases}$$

由小波函数 $W_t(a,b)=\frac{1}{\sqrt{a}}\int_{-\infty}^{+\infty}f(t)\Psi\left(\frac{t-b}{a}\mathrm{d}t\right)$ 可知，它为一系列的褶积运算。对信号进行小波分解实际上是对信号用不同的滤波器进行滤波，这些滤波器的脉冲响应是一系列小波基，对应不同的尺度因子的小波基将信号分解到相应的频带，显然尺度越小对应频带的中心频率就越高。

小波变换把信号分解成各种不同的频率，清楚地反映了信号在各频带、各时刻的变化情况。重建信号与原始信号能很好地吻合，它们的重复性表明小波变换的保真度很高，任何一个离散信号都能用离散小波变换进行分解与重构。

3.2.5.2 提高各频段信噪比

由上节可知，小波变换提供了信号关于时间和频率等变量的局部信息，充分利用这些丰富的信息，可以有效地压制各种噪声。首先，对信号作二维 $f-k$ 分析，了解信号的频率和波数的分布情况；然后根据信号和噪声在时间、空间上的位置差异，以及频率和波数方面的差异，在小波域中作衰减噪声处理。由于小波变换所得到的是原地震记录剖面的几十个甚至几百个分频剖面，因而能够很容易地作各种噪声剔除处理。对于在有效频带、有效波数范围内的随机干扰，可以使用预测方法来压制。如果同相轴是直线，则在小波变换域上信号在横向上仍是可以预测的。

设地震记录为

$$s(x,t)=\sum_{j=1}^{N}V_j(t-p_jx-\tau_j) \tag{3-2-98}$$

式中，N 表示同相轴数；p_j 为斜率；τ_j 为延迟时间。对时间 t 作小波变换，得

$$\begin{aligned}\omega_{\Psi}s(x,t,a)&=\int S(x,\tau)\overline{\Psi_a}(t-\tau)\mathrm{d}\tau\\&=\int S(x,\omega)\Psi(a\omega)\mathrm{e}^{it\omega}\mathrm{d}\omega\end{aligned} \tag{3-2-99}$$

由于

$$S(x,\omega)=\sum_{j=1}^{N}V_j(\omega)\mathrm{e}^{i(p_jx+\tau_j)\omega} \tag{3-2-100}$$

将式(3－2－100)代入式(3－2－99)，得

$$\begin{aligned}\omega_{\Psi}s(x,t,a)&=\sum_{j=1}^{N}\int V_j(\omega)\Psi(a\omega)\mathrm{e}^{i(1+p_jx+\tau_j)\omega}\mathrm{d}\omega\\&=\sum_{j=1}^{N}\int V_j(\omega/a)\Psi(\omega)\mathrm{e}^{i(1+p_jx+\tau_j)\omega/a}\frac{\mathrm{d}\omega}{a}\end{aligned} \tag{3-2-101}$$

设小波函数的频率集中在 ω_0 附近，则有近似式

$$\begin{aligned}\omega_{\Psi}s(x,t,a)&\approx\sum_{j=1}^{N}C_jV_j(\omega_0/a)\Psi(\omega_0)\mathrm{e}^{i(\tau_j+t)\omega_0/a}\mathrm{e}^{ip_jx\omega_0/a}\\&=\sum_{j=1}^{N}d(a,t,\tau)\mathrm{e}^{ip_jx\omega_0/a}\end{aligned} \tag{3-2-102}$$

其中

$$d(a,t,\tau_j)=C_jV_j(\omega_0/a)\Psi(\omega_0)\mathrm{e}^{i(\tau_j+t)\omega_0/a}$$

因此，$s(x,t)$的小波变换在横向上是可以预测的，不能预测的部分就是噪声。利用这个关系可以有效地压制随机干扰。

3.2.5.3 分频信号加强滤波

不同频率成分有不同的信噪比，为达到尽可能提高分辨率的目的，对不同频率成分需要分别对待。

最大分辨能力滤波所能达到的分辨率与每个频率成分的信噪比有关，任何频率成分的信噪比的改进，都对提高分辨率有好处。但不同的信噪比的频率成分对分辨率的贡献不同，并且不同信噪比的频率成分的信噪比改进对提高分辨率的作用也不同。

信噪比很高的频率成分，对分辨率有很大贡献。但这种频率成分的信噪比改善并不会对提高分辨率有多大帮助。信噪比很低的频率成分，对分辨率的贡献很小。这种频率成分的信噪比改善，可使其对分辨率的贡献成比例地增加，但由于它的贡献基数很小，即使有成倍增加，还是作用不大。而信噪比在 1 附近的频率成分，信噪比改善对分辨率益处较大，是改善信噪比的重点。

通常的分频处理，一般未能对不同频率成分区别对待。例如在使用 $f-x$ 预测滤波可考虑有些频率成分用比较长的预测算子，有些频率成分用比较短的预测算子，甚至不预测。预测算子越长，衰减噪声的能力越强。

一般是先把地震数据，用带通滤波或小波变换分解等方法，分成若干个频带的数据，在 15Hz 以下低频端的主要干扰为面波、折射波等规则干扰，它可以应用最佳规则干扰剔除的方法来解决低信噪比的问题；而大于 60Hz 高频端的主要干扰是随机干扰波，它可以通过最佳信号拟合滤波的方法来解决它的低信噪比问题；对于中间较高信噪比部分，可通过其它较简单快速的方法或不做加工，然后对各个频带处理后的数据再合并起来。

3.2.5.4 应用效果

图 3-2-25(a)是进行波形一致性校正后的常规叠加剖面，图 3-2-25(b)是进行分频信号加强处理后的剖面，分频信号加强滤波的剖面低频和高频段得到了很好的补偿和恢复，将信号的优势频带大大展宽，同时信噪比也明显提高。

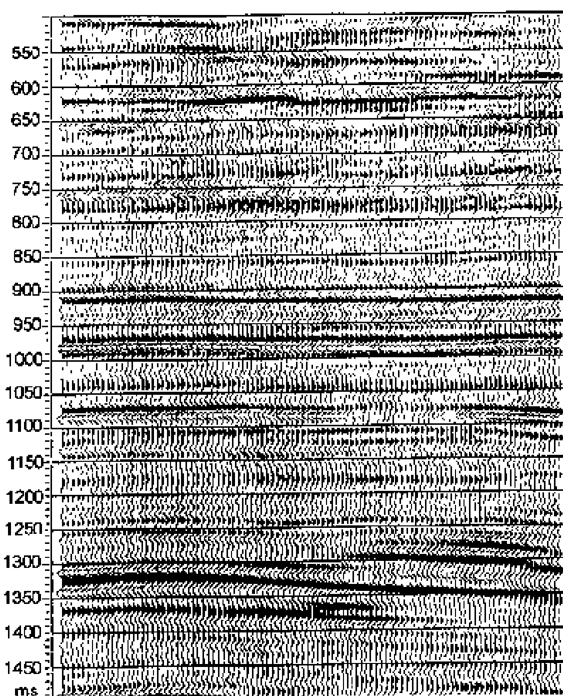


图 3-2-25(a) 波形一致性校正后的常规叠加剖面

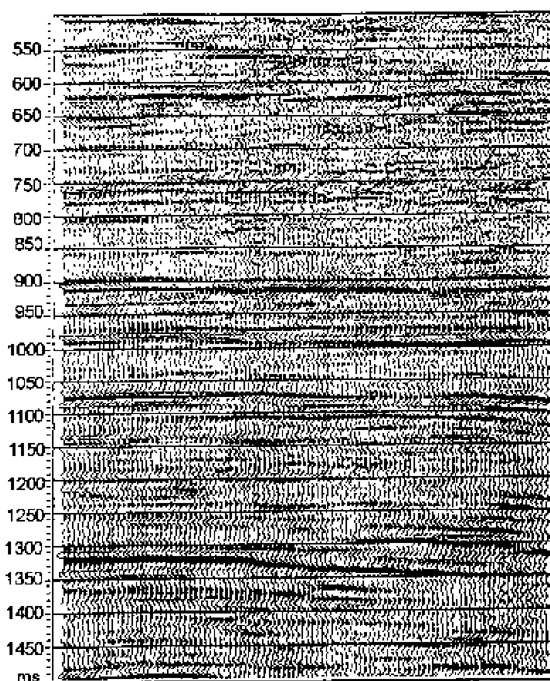


图 3-2-25(b) 分频去噪后的剖面

3.3 速度场建立

3.3.1 精细速度分析

山地探区往往地下构造十分复杂,断层又特别发育,导致地震资料信噪比较低,速度在时间和空间方向差异很大。如何准确求取叠加速度,为速度场建立和高精度成像作准备,是一项很艰巨的工作。

为了做好动校正,必须以高精度的速度分析为基础。在做高精度速度分析时,减小速度扫描增量,尤其在断层等构造部位,要合理选择速度分析的空间密度。利用共偏移距叠加为速度扫描选取合适的切除值,叠前用内外切除相结合的方法,切除干扰和畸变带。在施加剩余静校正后要做多次速度分析。为消除静校正和动校后的剩余时差,应做多次地表一致性剩余静校正。由于山地地层倾角变化大,产状复杂,浅中深层反射具有不同的时差,因此还要作分层剩余静校正,使剖面浅中深层反射都有改善。

目前用的速度分析方法是:以批量作业的方式计算速度谱,然后在图纸上进行手工解释,再把拾取的速度曲线输入计算机,对数据重新进行动校正、叠加,反复此过程,直到获得满意的叠加结果。这种速度分析主要存在以下不足:

(1)由于人为因素的影响难以得到精确的叠加速度;

(2)即使得到较为准确的叠加速度,由于所使用的速度场插值和快速动校正本身的缺陷,使得真正用于叠加的速度与分析得到的速度并不一致,期望的叠加效果黯然失色;

(3)这种速度分析处理周期长,需要大量的人力和物力。

为了满足山地地震勘探资料处理的高精度、短周期的需要,非常需要提供一个准确、快速、方便的建立和求取叠加速度场的手段,研究高精度的动校正和叠加方法,这就是交互速度分析。在实际处理过程中,主要采用以下几种方法:

3.3.1.1 速度谱

通常情况下,影响地震资料速度估算精度和分辨率的主要因素有:

(1)排列长度;(2)叠加次数;(3)信噪比;(4)切除;(5)时窗宽度;(6)速度采样密度;(7)相干属性量的选择;(8)对双曲线正常时差的偏离度;(9)数据的频谱宽度等。受以上这些因素的制约,特别是信噪比低和非双曲线正常时差的影响,速度谱能量团是非常分散的,在信噪比低和构造复杂部位速度趋势都难以掌握,因此,在山地复杂地区采用速度谱求取叠加速度只能是一个大致速度趋势,不可能准确地建立速度场。

3.3.1.2 常速扫描

常速扫描求取叠加速度的方法是将一定范围的CDP叠加结果按速度大小从左至右(或是从右至左)递增顺序排列起来,按时间对所需同相轴产生最佳叠加响应的选择速度原则,从这些常速叠加图像中选出叠加速度。

上述常速扫描方法所用的速度除了预计地下实际速度可能的范围以外,还应考虑到两个方面:(1)叠加数据所需要的速度范围;(2)试验这些叠加速度采取的间隔大小。在范围选择上,要考虑倾斜同相轴和不同平面反射,它们可能具有非常高的叠加速度。在选择等速间隔时,应考虑到是按照不同炮检距上的动校时差,不是按照速度来作速度估计,因此,最好用相等的时间作为步长增量。不是按照动校正速度增量,从而,可防止对高速度同相轴形成过密采

样，对低速度同相轴采样过稀。较为合适的动校时间增量选择方法是由两个相邻试选速度在最大叠加炮检距的时差大约等于地震数据主周期的1/3。由于切除的缘故，浅层数据的主周期小，但炮检距短；深层数据的炮检距大，但主周期长；因此，为满足采样所需要选择的叠加速度数目可大大减少。

从以上分析可以看出，常速扫描法不象速度谱法，它是根据叠加同相轴的横向连续性而不是地震道的互相关，因此，速度谱法更适宜于处理具有多层反射的数据，并不太适合于解决复杂构造的问题，若常速扫描法在一定程度上比较好地解决复杂构造问题，其前提是资料必须有一定的信噪比。

3.3.1.3 变速扫描

在低信噪比和复杂构造地区，采用常规的速度谱及常速扫描，往往只能掌握速度趋势，却很难准确提取速度。为此，采用变速扫描交互速度分析，可较准确地进行叠加速度的求取。其具体过程是：

(1)在信噪比较高地段，采用常速扫描提取速度；

(2)以此速度为中心速度，以一定百分比的速度间隔递增。变速扫描出多条叠加剖面；

(3)以这些叠加剖面为基础，在选定的CMP上进行交互速度拾取；

(4)拾取完毕后，进行空间和时间方向速度异常值的编辑，得到最终叠加速度。

因为变速扫描在空间方向考虑了构造的横向变化，在时间方向考虑了反射同相轴的强弱，所以它能较为准确地求取叠加速度。

图3-3-1至图3-3-4是交互速度分析部分图件。交互速度分析可非常灵活地显示前后左右和当前的多条速度分析点的速度曲线，从这些速度曲线上可以方便地监控空间方向构造的变化趋势。在时间方向，只要分析某一反射同相轴在这条变速扫描叠加剖面上的强弱，就可较为准确地求取叠加速度。

在有大型推覆构造的区段，常常会出现速度倒转现象、断层多、地层产状不清、速度谱上的能量团分散，甚至用复合速度谱也难进行速度解释。对于这种情况，目前一般采用以上三种叠加速度相结合的方法，进行精细的速度扫描分析，使叠加速度的选择接近实际，从而正确确定地层产状，避免虚假构造的产生。图3-3-5和图3-3-6是将速度资料与剖面结合的分析部分图件。

以上分析了三种叠加速度的求取方法，即速度谱法、常规扫描法和变速扫描法，在山地低信噪比和复杂构造地区，变速扫描交互速度分析方法求取叠加速度是一种快捷而又准确的方法，值得推广应用。

3.3.2 重新解释速度谱

根据速度分析的基础数据，包括测量成果、叠加速度、主要反射界面的 T_0 平面图、VSP测井曲线、钻井分层等数据，全部输入到计算机；建立测量成果数据库、速度数据库和 T_0 时间数据库等。

由于不同地区速度规律不同，同一个反射点纵向速度变化规律复杂。为了便于分析，可显示任意点或若干点的纵向速度散点或曲线，分析不同地区的典型速度变化规律。例如，在同一点可确定纵向上哪一段符合连续介质规律，哪一段适用于层状介质规律，影响速度变化的主要界面是哪些。从而可以根据选定的方式，对每一点用反复回归迭代拟合的方法，求出一条纵向速度曲线。

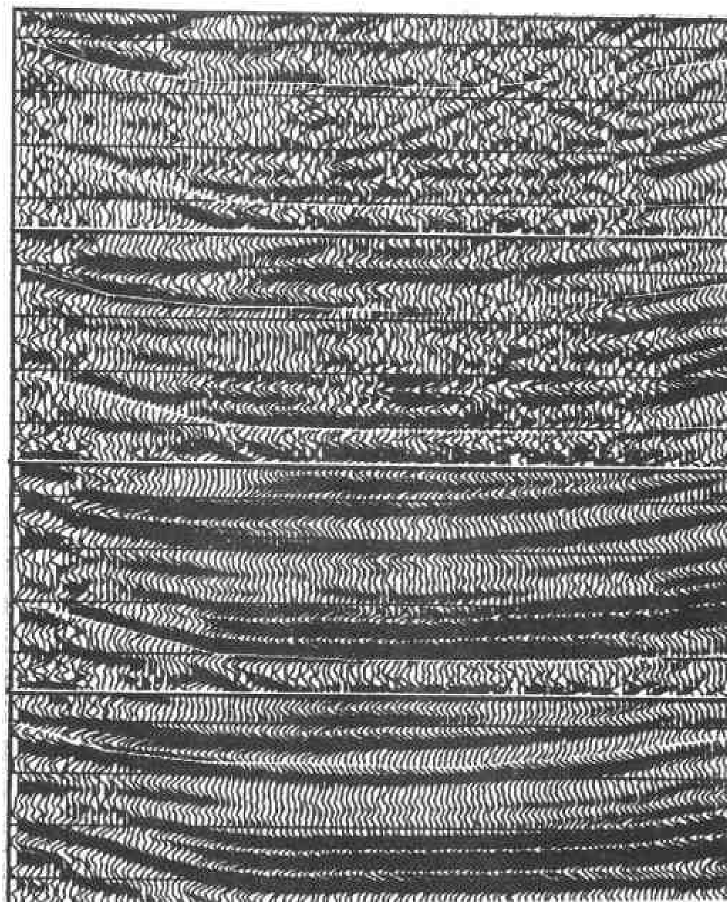


图 3-3-1 交互常速扫描分析

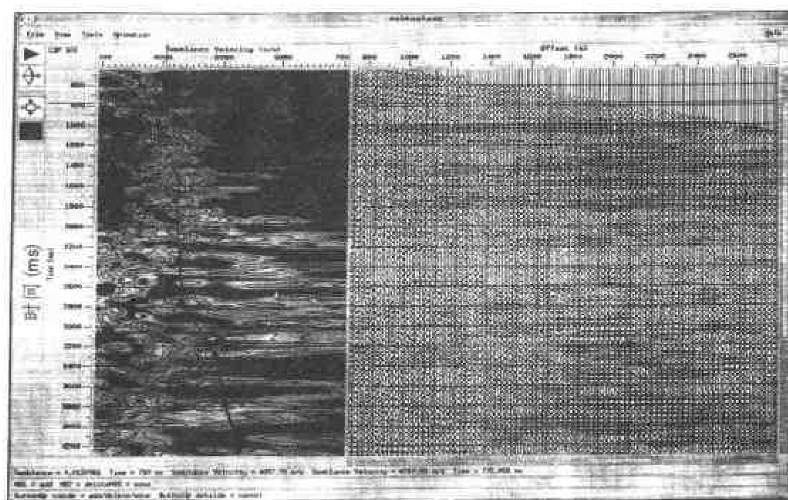


图 3-3-2 正确地求取叠加速度

单纯使用某一种方法或参数不可能适用于探区，需根据以上资料，应对速度谱进行重新解释，才能更好地符合地下介质的速度规律。

众所周知，影响速度谱的因素非常多，诸如野外采集中的排列长度、速度介质的纵向速度规律、室内处理因素等。同时，剖面上的叠加速度和人工解释速度谱还有不一致的地方，例如那些叠加能量团不明显、多解性、深层和低信噪比等的区段，通过重新解释，可以分析每一个数

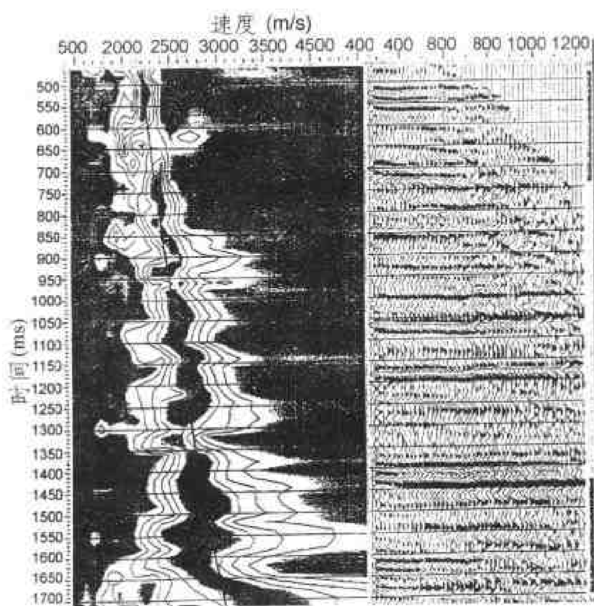


图 3-3-3 低频求取速度谱较准确

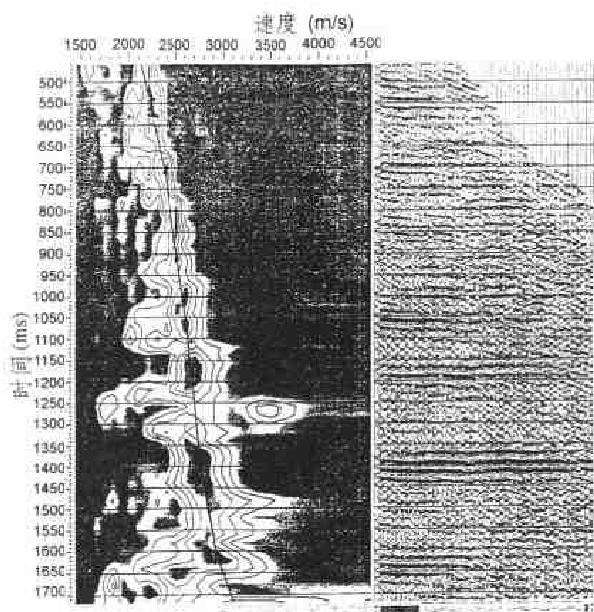


图 3-3-4 中高频求取速度谱较发散

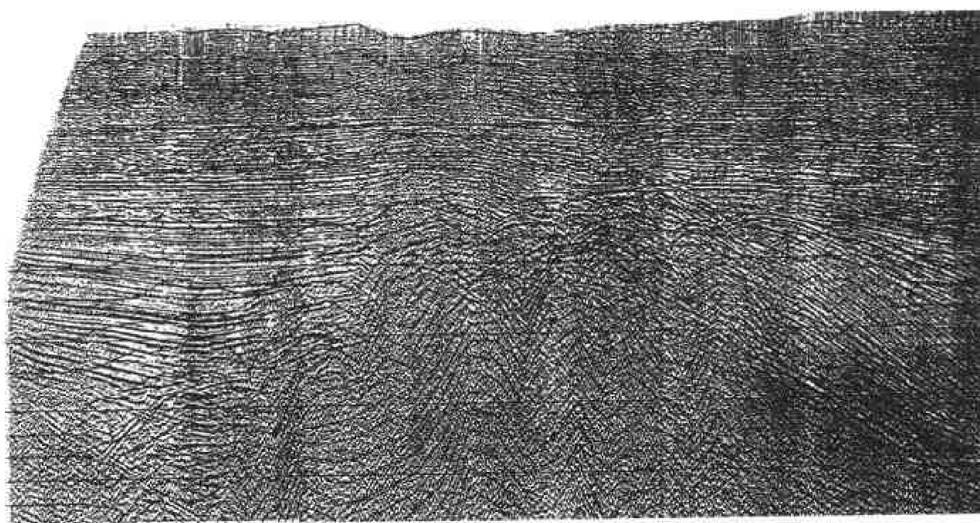


图 3-3-5 速度剖面与叠加剖面结合对比分析图

据能量强弱，了解整体数据的可信度，从而判断每一区域、每一深度范围的品质和可靠性；然后再对大量的速度数据进行综合分析，去伪存真，解释出合理的速度资料。

剖面上的主要层位在速度谱上要对应地解释，以便搞清速度上的分层关系，并记下时间剖面上反射波的时间斜率，便于后续的层速度计算。主要反射层之间的速度值也应尽量解释，为研究大层内的速度变化准备数据。

3.3.3 新的层速度计算方法

当野外采集排列大，地下反射界面并非水平的情况下，认为叠加速度是均方根速度，采用 Dix 公式计算层速度，其误差就不容忽视。在反射界面较平缓和野外排列长度不大的情况下，水平层状反射波的叠加速度可以近似地看作均方根速度，可根据共炮点记录上地层上、下界面反射同相轴的斜率来求取该层的层速度，称为“斜率法”。在野外排列和反射界面倾角都较大

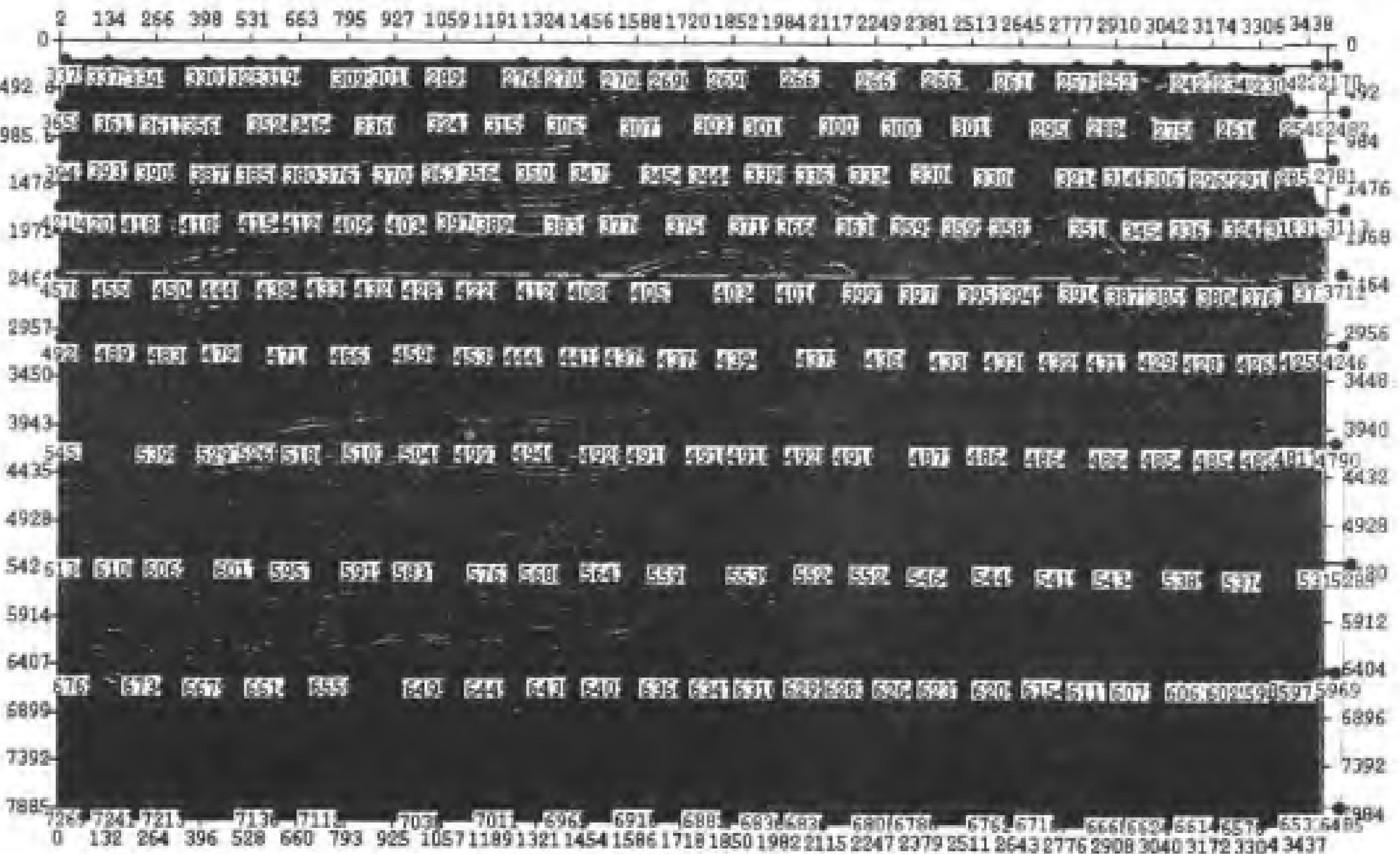


图 3-3-6　速度点与叠加剖面结合对比分析图

的情况下，可先建立初始地下速度模型，通过模型正演求取共炮点或共中心点理论时距曲线，然后按此曲线对实际记录上的反射同相轴进行相关比较；根据误差修正模型，经过多次迭代将其限定在一定的误差范围内时，最终的模型即为所求的速度模型，该方法称为“模型法”。另外，目前正在研究用模拟退火等方法进行速度反演。上述方法都是利用单炮记录或 CMP 道集记录，因此计算工作量很大，并且要求资料信噪比较高。

通过对这些新技术新方法的分析研究，提出了一些简单、实用，而且精度较高的计算方法。

3.3.3.1 斜率法

此方法和上面提到的用同相轴斜率计算层速度的原理基本相同。所不同的是采用速度谱上的叠加速度进行计算，而不是用原始单炮记录。

如图 3-3-7(a)所示，设 S 点为炮点，反射射线 CA 和 EB 平行，在地面的出射角相同。在反射同相轴上表现为界面 I 反射同相轴在 A 点的斜率和界面 II 在 B 点的斜率相同，见图 3-3-7(b)。

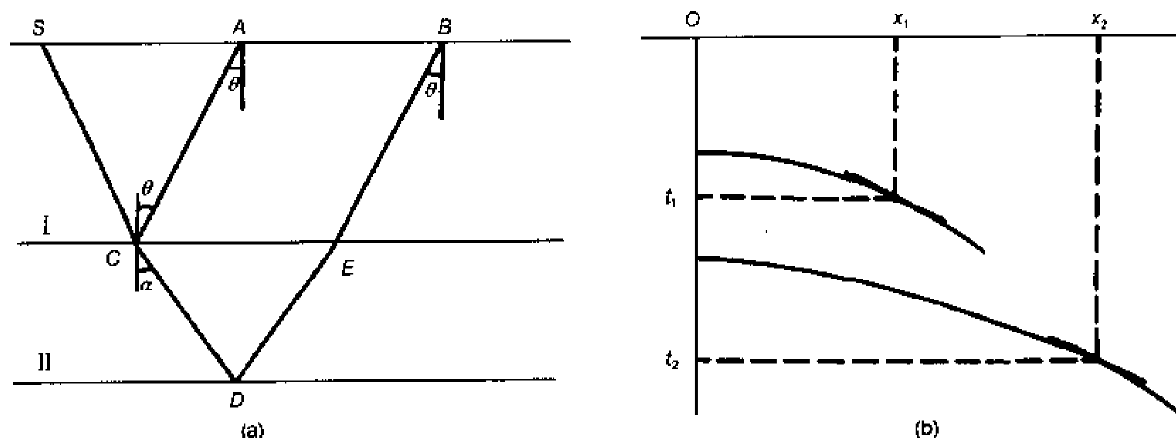


图 3-3-7 斜率法计算层速度示意图

设界面 I 在 A 点的反射时间为 t_1，界面 II 在 B 点的反射时间为 t_2，并设 $SA=x_1$，$SB=x_2$。地震波在界面 I 和界面 II 之间沿 CDE 路径传播的时间为 t_2-t_1。从图中可以看出 $CE=AB=x_2-x_1$，界面 I 和界面 II 之间的层速度 v_2 为

$$V_2 = 2\frac{CD}{t_2 - t_1} \tag{3-3-1}$$

而

$$CD = \frac{1}{2}\frac{CE}{\sin\theta} = \frac{x_2 - x_1}{2\sin\theta} \tag{3-3-2}$$

界面 I 反射波同相轴在 A 点的斜率是 $\mathrm{d}t/\mathrm{d}x$，并有

$$\sin\phi = v_1\frac{\mathrm{d}t}{\mathrm{d}x}$$

$$\sin\theta = \frac{v_2}{v_1}\sin\phi = v_2\frac{\mathrm{d}t}{\mathrm{d}x} \tag{3-3-3}$$

由(3-3-1)、(3-3-2)、(3-3-3)式可得

$$v_2 = \frac{x_2 - x_1}{v_2(t_2 - t_1)}\frac{\mathrm{d}t}{\mathrm{d}x} \tag{3-3-4}$$

这样就可以用(3－3－4)式求出界面Ⅰ和Ⅱ之间的层速度。

在单炮记录上,拾取同相轴,用上述方法计算层速度是很困难的,也是不现实的。在实际工作中,假设地层倾角很小时,反射同相轴在共炮集上的形状和共CMP上的相同,通过一些模型计算证明,由叠加速度反算的理论时距曲线与实际的共CMP上的反射波时距曲线非常近似。

例如根据某地区实际资料可以算出在最大炮检距为6000m时,2500m深的反射波和理论时距曲线差6ms,随着深度的增加这种误差也越小,到5000m深度时误差不到2ms。随着排列的减小误差也减小。由于有初至切除,浅层反射的有效排列长度往往小于实际施工的排列长度。如2500m深的反射通过初至切除后的有效排列长度一般不超过4000m,用4000m的最大炮检距计算,2500m深的反射在CMP上的形状和理论曲线相差也不到2ms。所以,用理论时距曲线拟合CMP中实际反射的时距曲线是允许的,并且它也是目前动校正和做叠加速度谱的理论基础。

具体做法:首先根据各反射层的双程旅行时和叠加速度的值,计算出相应的理论时距曲线。在某一层理论时距曲线上,等间隔选取若干偏移距的点,并计算各点的双程旅行时间和对应的斜率,在上一层曲线上计算斜率相同的对应点的偏移距和双程旅行时。然后用式(3－3－4)计算这两个界面之间的层速度,并把各点计算的值进行平均,得到这层最终的层速度。上述做法之所以取多点平均,主要是考虑实际曲线和理论曲线毕竟有差别,多点平均可以削弱它的影响。

3.3.3.2 模型法

该方法的基本思路是,首先给出层速度模型,用射线追踪的方法求出反射波时距曲线,然后模拟做速度谱的方法,用理论曲线对它进行拟合求出叠加速度。把它和速度谱上的叠加速度进行比较,误差小到给定的范围内,即认为所给模型是正确的。该方法主要的计算步骤如下:

(1)首先给出各反射层的双程旅行时间、叠加速度和水平叠加剖面上这些层在计算点处的时间斜率;

(2)假设第一层为均匀介质,求出其层速度和第一反射界面的位置;

(3)对第二层首先用一般的方法进行倾角校正,然后用Dix公式或斜率法求出层速度,作为这层的初始层速度;

(4)按野外实际采用的观测系统计算出这层底界反射波在CMP道集上的时距曲线,并用理论曲线进行拟合求出叠加速度;

(5)把求出的叠加速度和实际叠加速度进行比较,如果它们的差在允许误差范围内,上面模型中所给的层速度就是所求的数值,否则修改层速度返回第(4)步再计算,直到满足误差要求为止;

(6)计算完第二层后再用同样方法计算第三层及以下各层,以此类推,直到所有计算完成为止。

这种模型计算方法可以适用各种地层倾角,且精度较高,只是计算效率要比上面介绍的斜率法慢得多。

3.3.3.3 速度场校正法

通常有叠加速度经过倾角校正得到均方根速度,而实际上地下界面的真倾角是未知的。首先按水平界面把叠加速度换算成平均速度,待建立速度场之后,再使用速度场的速度,根据

主要界面的 T_0 时间数据库,通过对界面的空间偏移求出每一点每一界面的真倾角;然后再利用这一倾角重新校正速度场,再求倾角,直到两次求得的倾角误差小于一定范围为止。最终求得真倾角和均方根速度或平均速度。

3.3.4 层速度平滑

对一个区域的速度场数据,虽然能保证平均速度在平面上有规律渐变,但由叠加速度求取的层速度或用上面方法求取的层速度在平面上都可能跳动非常大;从地质上讲,同一地层在同一构造单元,演化历史相近的情况下,其层速度在平面上一般不应有太复杂的变化,特别是海相沉积,岩性、速度变化都比较稳定。所以,为了消除各种因素对速度的影响,必须对速度进行平滑。由于反射界面倾角的变化和断层的影响,一般对叠加速度和平均速度的在平面上进行平滑都是不合适的。然而对于一个地质层位来说,层速度在平面上的变化是渐变的,所以用层速度进行平滑要相对较合理。要做到这一点,首先在平面上作出各主要目的层的 T_0 图,然后按平面上划分若干反射层,分别计算层速度。必要时大层间还应细分为小层,平滑后再计算出平均速度等。

采用叠加速度或上述方法求得层速度,在结合地质、构造、钻井和岩性等资料,用统计、对比、外推和校正等方法,求取较合理的层速度,并用层速度来补充或修改纵向平均速度曲线。例如,A 点的古生界埋藏较深,速度资料不可靠,但 B 点古生界埋藏较浅,速度可靠且有钻井资料证实,又知 A、B 两点古生界沉积特征、岩性相似;这样,就可以用 B 点的速度资料来外推和补充为 A 点的速度资料。

3.3.5 速度场校正

用速度谱资料通过以上的计算所得到的速度场,其平面变化的趋势是可信的。但是用速度谱获得的是时间剖面上叠加能量团最强时的速度值,由此计算出的各种速度总是和真速度有一定的误差,而且这一误差会随着各点纵向速度规律不同而不同,随着 T_0 时间不同而不同;因此,必须对速度场进行校正才能使速度满足精度要求。所以,将 VSP 测井资料和钻井分层数据等,与速度场资料进行比较,求出彼此间的误差,并找出误差在平面上和纵向上的分布规律;然后再对速度场进行标定和校正。在平面上要尽量使用现有的钻井资料,以井作控制点对速度场进行调整和校正,不断提高所建速度场的精度。

与此同时,还可以根据各种资料的可信程度,在综合分析拟合速度场时,给予不同的加权系数,给出最合理的速度场。

3.3.6 速度场建立

为了提高速度精度,搞清速度横向变化规律,应建立全区的速度场。其中包括各反射层 T_0 图数据、叠加速度、层速度、平均速度和均方根速度等数据库。速度场的建立并非一次完成,而是经过反复校正修改,即使在使用过程中,还需根据新的资料不断滚动校正修改,使其不断完善,精度不断提高。

3.3.6.1 速度场数据库建立

(1)选取工区内各主要反射层作控制层位,在平面上拾取各层 T_0 值建立 T_0 图数据库。

(2)利用叠加速度和各反射层的 T_0 值计算各主要大层(即控制层)的层速度。

(3)对大层速度进行平面平滑。

(4)对大层层速度再进行细分计算层速度,并进行平面平滑。这是因为通过一些模型试算,无论用以上提到的哪种方法计算,所得的大套层速度都不是这套地层的平均速度。要想使之更接近真实的层速度,层分得越小越好。因此,当各大控制层太厚时,应以各大层速度作控制进一步细分计算。

(5)利用井的 VSP 和钻井等资料对以上得到的速度场进行控制和校正,得到最终速度场。并可用于空校和作图。

3.3.6.2 速度场数据库构成

速度场数据库的构成主要分为以下几部分,即数据准备、建立工区和速度应用等。

数据准备

数据的准备工作包括建立下列几种数据:野外测量成果数据库、原始叠加速度数据库、浮动基准面高程数据库、T_0 层位数据库和 VSP 测井和钻井等资料数据库。

建立工区

建立工区工作可分以下几个步骤:

(1)建立工区参数,即工区范围、大小,以便从全区数数据库中提取相应的数据;

(2)补充新的资料,建立并整理中间速度成果库;

(3)进行层速度计算、平滑和用井资料校正,建立最终速度数据库。

速度应用

速度的应用,主要是利用所建的速度库,用系统中的一些功能模块提取并产生各种速度剖面和平面图件供速度研究、变速空校、时深转换应用。

3.3.6.3 结论

在地震资料解释中,首先我们所能知道的只是各反射界面的反射时间,而最终目的是要知道各反射界面的深度,这就需要求出每一点、每一 T_0 时间的速度。而以往用统一速度作图,即用一简单的线性或非线性函数,使得空间每一点的速度只是随 T_0 的变化而线性或非线性的变化,这样不同点用同一速度,不同 T_0 时间用同一速度,其误差是非常大的;特别是在山地速度纵横向变化剧烈的复杂地质条件下,更难使用统一的理论速度曲线去拟合实际速度规律,其误差就可想而知。

采用上述新技术方法建立起的速度场,对空间任何一点都建立了与速度的对应关系,即任何时间和位置都有一个唯一的速度值与之对应;从而可以对 T_0 图(平面图或剖面图)进行空间偏移,得到地质构造图;也可以作出任何时间、任何界面、任何界面之间的平面速度切片,为地质研究提供辅助手段。

新方法比以往老方法有较大的优越性。同时还表现在以下几个方面:

(1)采用了高精度的层速度计算方法,而不是常规的 Dix 公式;

(2)采用了层速度平滑,比以往的叠加速度平滑或平均速度平滑更合理,尤其在大断层附近或构造部位,以往的平滑方法往往造成不应有的平均效应,影响构造形态;

(3)新方法利用钻井等资料对速度库进行校正,提高了速度场的整体精度;

(4)新方法有一套先进的数据库,为进行大量的速度数据的分析研究提供了必要的手段,能够及时、准确、快速地进行速度提取和作图等;

(5)新方法能够保证各区块间的图件连续一致,保证了上下地层间的协调,层速度合理。在提高时深转换的精度和小幅度构造的精度方面都见到了明显的效果。

图 3-3-8 是一区块速度场的速度平面(切片)图。

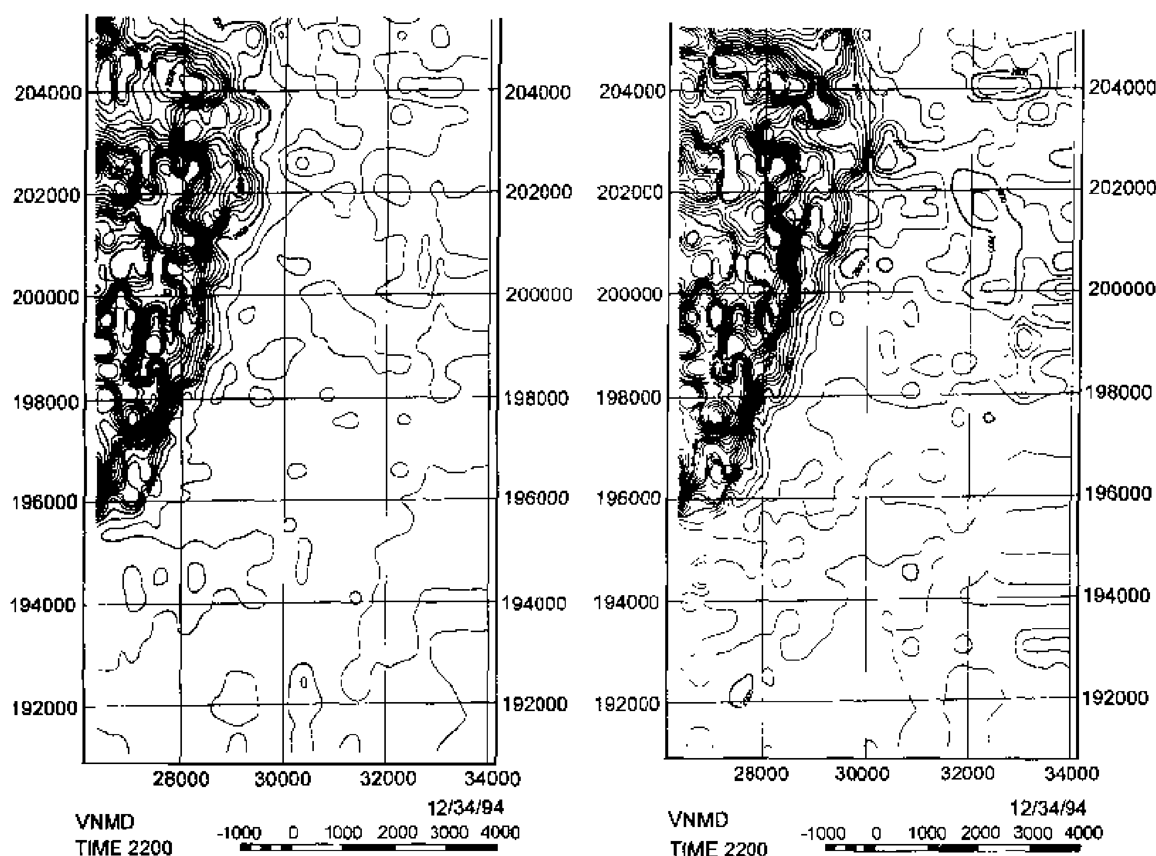


图3-3-8 速度平面(切片)图

3.4 复杂构造成像

3.4.1 高精度叠加成像

在地震勘探的发展过程中,水平叠加技术起了十分重要而积极的作用,它是提高信噪比的有效手段。但是由于存在动、静校正误差,不可能真正实现同相叠加,以及动校正拉伸,使高频成分转为低频成分,从而使水平叠加后的高频成分损失严重。所以从提高信噪比角度来看,水平叠加并不能提高所有频率成分的信噪比,高频成分的信噪比可能提高很小,甚至可能降低,而中低频成分提高明显。

3.4.1.1 水平叠加和DMO叠加

因为每个地震记录道 $r(t)$ 都包含有地震信号 $s(t)$ 和观测噪声 $n(t)$,则可表示如下

$$r(t) = s(t) + n(t) \qquad (3-4-1)$$

若有不同炮检距的 N 个地震道同时记录,则有

$$r_i(t) = S_i(t + \Delta t_i + \Delta t_{sti}) + n_i(t) \qquad (3-4-2)$$

式中,i 为道号;Δt_i 为第 i 道上记录道的正常时差;Δt_{sti} 为第 i 道上高程引起的信号时差;Δt_{sti} 可以通过高程校正等静校正方法校正。校正后有

$$r_{si}(t) = r_i(t + \Delta \widetilde{t_{sti}})$$

$$= s_i(t + \Delta t_i + \Delta t_{sti} - \Delta \widetilde{t_{sti}}) + n_i(t - \Delta \widetilde{t_{sti}}) \tag{3-4-3}$$

式中,$\Delta \widetilde{t_{sti}}$为静校正量。

若静校正不完全,则有剩余静校正量存在,这时上式可写为

$$r_{si}(t) = s_i(t + \Delta t_i + \Delta t_{rsti}) + n_i(t - \Delta \widetilde{t_{sti}}) \tag{3-4-4}$$

动校叠加为

$$\widetilde{r}(t) = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} r_{si}(t) = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} s_i(t + \Delta t_i + \Delta t_{rsti} - \Delta \widetilde{t_i}) +$$

$$\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} n_i(t - \Delta \widetilde{t_{sti}} - \Delta \widetilde{t_i}) \tag{3-4-5}$$

式中,$\Delta \widetilde{t_i}$为正常时差校正量。

由于动校正不完全和存在动校拉伸,则有

$$\widetilde{r}(t) = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} s_i(t + \Delta t_{rsti} + \Delta t_{ri} + \delta t_i) +$$

$$\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} n_i(t - \Delta \widetilde{t_{sti}} - \Delta \widetilde{t_i}) \tag{3-4-6}$$

式中,Δt_{ri}为剩余动校正量;δt_i 为动校拉伸量。

当动校正和静校正是完全的时候,$\Delta t_{rsti} = 0, \Delta t_{ri} = 0$,则有

$$\widetilde{r}(t) = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} s_i(t + \delta t_i) +$$

$$\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} n_i(t - \widetilde{t_{sti}} - \widetilde{t_i}) \tag{3-4-7}$$

若忽略拉伸量,即 $\delta t_i = 0$,则有

$$\widetilde{r}(t) = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} s_i(t) + \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} n_i(t - \Delta \widetilde{t_{sti}} - \Delta \widetilde{t_i}) \tag{3-4-8}$$

这时,若对所有 $i = 1,2,\cdots,N; j = 1,2,\cdots,N$;满足

$$s_i(t) = s_j(t) \tag{3-4-9}$$

且随机噪声 $n(t)$是平稳的,则有

$$\overline{r}(t) = s(t) + \overline{n}(t) \tag{3-4-10}$$

其中

$$\overline{n}(t) = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} n_i(t) \tag{3-4-11}$$

即 $\overline{n}(t)$的均方根只有 $n(t)$的 $1/\sqrt{n}$,叠加道 $\overline{r}(t)$比单道 $r_i(t)$有较高的信噪比,若相当于零

炮检距道记录时，振幅能够保真。

若反射信号满足(3－4－9)式，最可能的情况是来自地下同一反射点，即共反射点。实际上得到的CDP道集，只在水平层状介质时才会与共反射点道集等价。

若反射角对信号有影响，则由(3－4－8)式得

$$\bar{r}(t)=\bar{s}(t)+\bar{n}(t) \tag{3-4-12}$$

其中

$$\bar{s}(t)=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}s_i(t) \tag{3-4-13}$$

这时叠加可提高信噪比，但如果不与零炮检距道集记录相当，振幅就不保真。

对小幅度构造，在完全动校正的条件下，Δt_{ri}反映了小构造的时差Δt_{si}则有

$$\bar{s}(t)=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}s_i(t+\Delta t_{si}) \tag{3-4-14}$$

或

$$\bar{s}(t)=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}s_i(t)+\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}s_{si}(\Delta t_{si}) \tag{3-4-15}$$

式中，s_{si}为小幅度构造引起的信号畸变量。

所以叠加在空间上对小幅度构造平滑了，降低了空间分辨率，并且排列越长，覆盖次数越高，空间分辨率越低。

对于低信噪比资料，通过选取合适的切除参数和偏移距数据进行叠加，可以极大改善资料的信噪比。

在资料处理过程中，可以视原始数据的实际情况，选取不同的叠加方式，例如：保持振幅叠加、部分叠加、相干高精度叠加和保持振幅无拉伸叠加等。

对近炮检距叠加或是远炮检距叠加进行试验和对比，确定最佳炮检距范围，可以保证叠加剖面的信噪比。图3－4－1和图3－4－2是一试验测线，由于采用小偏移距采集(最大炮检距为6km)，中深层资料信噪比很差，处理经过大量试验，最终剖面也很难完成地质任务。采用大偏移距采集(最大炮检距为12km)，中深层资料信噪比得到大幅度提高，构造形态清晰，较好地完成了地质任务。从而说明：采集处理中对不同构造部位选择合适偏移距进行叠加，可明显改善剖面效果。

同时，由于地震道记录来自于三维空间，各个方向上的反射信号有时会同时到达接收点，叠合出现在记录中。来自不同地方的信号又具有不同的正常时差，使叠加不完全，即不能保证来自不同方向的信号同时得到加强。这就是叠加的倾角滤波作用，通常用DMO技术的原理来弥补。

对于陡倾角资料，或地下构造比较复杂的资料，采用DMO叠加，可明显地改善资料的成像精度。

不同倾角的反射同相轴，在同一时间要想同时成像，必须采用DMO叠加或叠前深度偏移。但由于叠前深度偏移需建立精确的深度－速度模型，共中心点叠加是建立在水平层状介质模型上的，当地层具有非零倾角时，CMP道集数据不对应地下界面同一反射点上的信息；动校叠加后，也不能形成真正的零炮检距道。另外，当在一个地震记录道上同时接收到两个或多

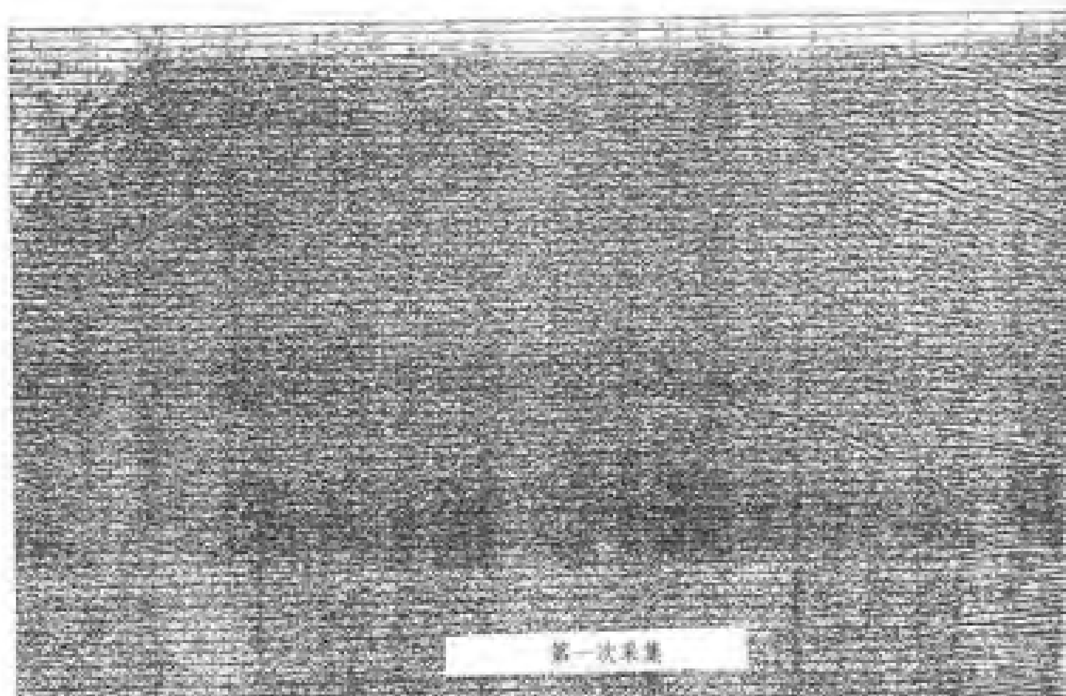


图 3－4－1(a)　小偏移距采集叠加剖面

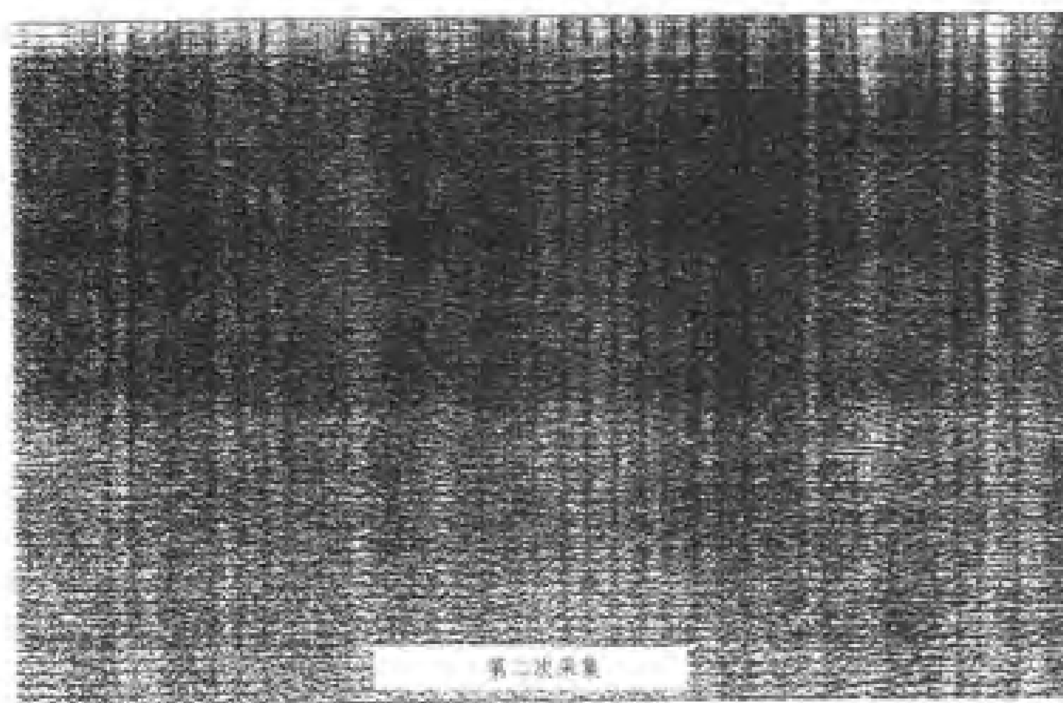


图 3－4－1(b)　大偏移距采集叠加剖面

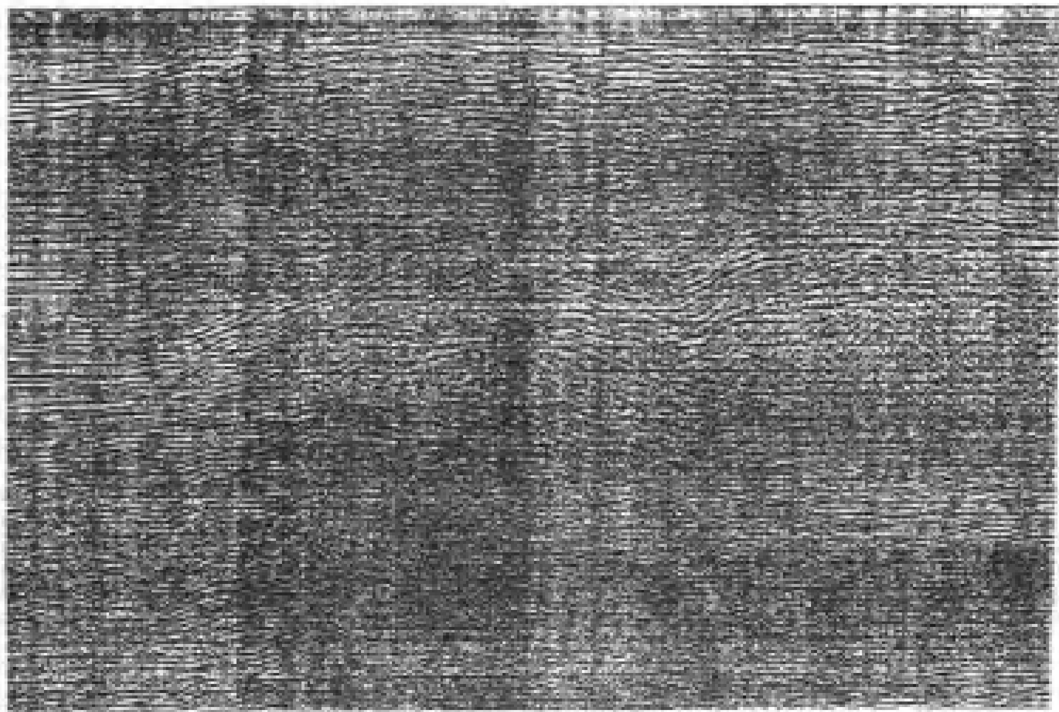


图 3-4-2(a) 全偏移距叠加剖面

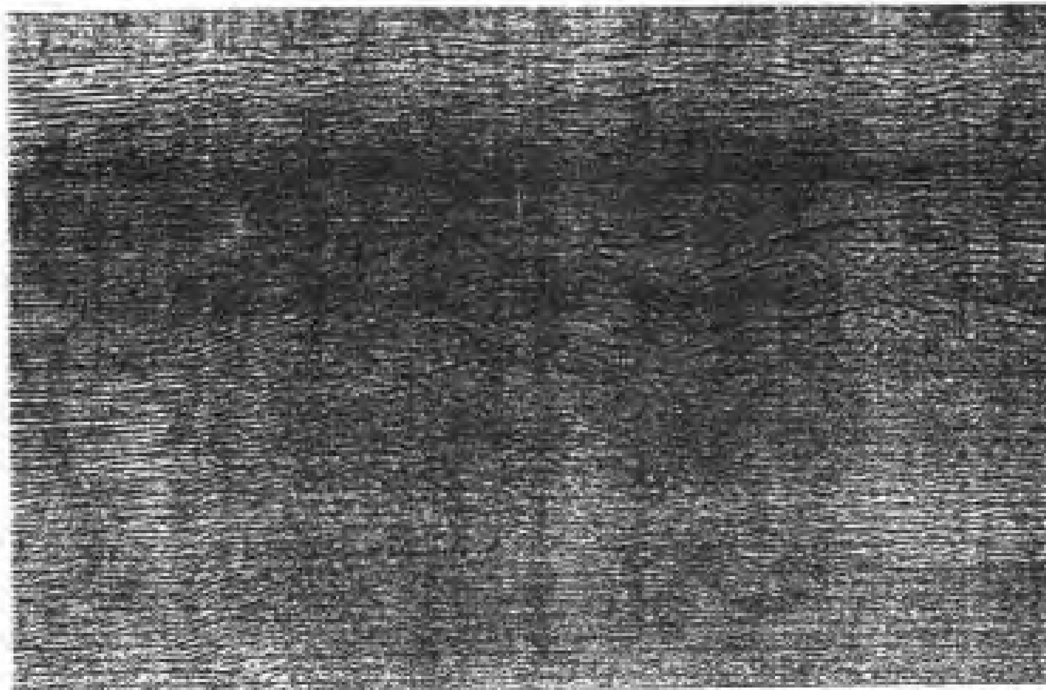


图 3-4-2(b) 限偏移距叠加剖面

个倾角界面的反射信息时，由于动校正速度与倾角有关，只能选取一个叠加速度，其它反射波倾角的信息就受到压制，即它具有倾角滤波的作用。为了克服上述问题，现已发展了成熟的倾斜时差校正技术，即 DMO 技术。

DMO 叠加技术的效果主要有以下特点：

(1)DMO 是叠前部分偏移处理，它将非双曲线轨迹，向上倾方向移到看起来象零炮检距的双曲线轨迹一样，结果使每一个经过 NMO 和 DMO 校正后的共炮检距剖面近似等于零炮检距剖面；

(2)DMO 跟常规偏移不同，而且 DMO 的作用愈浅愈强；

(3)DMO 的作用也随炮检距增大而加强，事实上它对零炮检距剖面不起作用；

(4)DMO 类似于常规偏移，对越陡的同相轴，DMO 的作用也越大，而水平同相轴保持不变。

用二维 DMO 和扩大面元的三维 DMO 叠加代替普通叠加。特别对于大倾角地层，通过 DMO 处理，用 DMO 速度谱来求取速度，提高了速度精度，并能消除倾角对速度的影响。经 DMO 叠加后水平和倾斜地层都能较好地成像。

DMO 技术实际上是叠前部分偏移，它将动校正后的数据，偏移到记录倾斜反射界面零炮检距道的正确位置上。如果横向速度在一个排列范围内变化不超过 20%，在偏移前作 DMO 叠加，在叠加后作叠后深度偏移，其效果基本等同于叠前深度偏移。所以，对山地复杂构造，首先建立准确的速度场，然后作 DMO 叠加，叠后采用深度偏移，是一条行之有效的办法。

所以，水平叠加在有完全静校正，完全的动校正，实现正确的 DMO 处理和恰当的切除后，可获得高信噪比资料；它在压制各种干扰波方面起着十分重要的作用。

但是，由于受各种条件的制约，水平叠加本身也存在着它的缺陷：

(1)动校正拉伸，层间波形干涉造成水平叠加剖面高频损失严重，导致分辨率大大降低；

(2)水平叠加的结果并不等于零炮检距剖面，会造成波阻抗递推公式的错误使用；

(3)水平叠加剖面抹杀了 AVO 信息，水平叠加给出错误的振幅值，是造成井旁地震道与合成地震记录不符的原因之一；

(4)射线在层状介质中折射弯曲，造成反射时距曲线并非为双曲线，若水平叠加按照双曲线去叠加时，也会造成高频信号的损失。

3.4.1.2 拟合滤波叠加

拟合充分利用了信号的空间相干性，来拟合信号的道间变化特征。

将(3－4－4)式改写为

$$r_s(x_i,t) = S(x_i,t+\Delta t_i+\Delta t_{rsti}) + n(x_i,t) \qquad (3-4-16)$$

式中，x_i 为第 i 道的炮检距。

假设噪声为平稳的，动校正后则有

$$r_s(x_i,t-\Delta \bar{t}_i) = s(x_i,t+\Delta t_{ri}+\Delta t_{rsti}+\delta t_i) + n(t) \qquad (3-4-17)$$

若给定数字模型 $S_m(X_i,\alpha_{lt},\cdots,\alpha_{Kt})$，其中 $\alpha_{lt},\cdots,\alpha_{Kt}$ 为待定的拟合参量。设目标函数为

$$c(r_s,\alpha_{lt},\cdots,\alpha_{Kt}) \qquad (3-4-18)$$

选定参数 $\alpha_{lt},\cdots,\alpha_{Kt}$ 使目标函数取最恰当值，拟合值 $S_m(X_i,\alpha_{lt},\cdots,\alpha_{Kt})$ 则为在目标函数 c 意义下对信号 $S(X_i,t)$ 的有效估计。设

$$c(r_s, S_m) = E\{[r_s(x_i, t) - S_m(x_i, t)]^2\} \tag{3-4-19}$$

则

$$\begin{aligned}E\{[r(x_i,t) - S_m(x_i,t)]^2\} &= E\{[S(x_i, t + \Delta t_{ri} + \Delta t_{rsti} + \delta t_i) + n(t) - S_m(x_i,t)]^2\} \\ &= E\{s^2 + (\Delta s)^2 + (\delta s)^2 + (\Delta st)^2 + n^2 + S_m{}^2 + 2s \cdot \Delta s + \\ &\quad 2s \cdot \delta s + 2s \cdot \Delta st + 2s \cdot n + 2s \cdot S_m + 2\Delta s \cdot \delta s + \\ &\quad 2\Delta s \cdot \Delta st + 2\Delta s \cdot n + 2\Delta s \cdot S_m + 2\delta s \cdot \Delta st + 2\delta s \cdot n + \\ &\quad 2\delta s \cdot S_m + 2\Delta st \cdot n + 2\Delta st \cdot S_m + 2n \cdot S_m\} = \delta^2\end{aligned} \tag{3-4-20}$$

式中将信号 S 分为四部分,即

$$\begin{aligned}&S(x_i, t + \Delta t_{ri} + \Delta t_{rsti} + \delta t_i) \\ &= S(x_i, t) + \Delta S(\Delta t_{ri} + \Delta St(\Delta st_{rsti}) + \delta S(\delta t_i)\end{aligned} \tag{3-4-21}$$

式中,Δs,Δst,δs 分别为剩余动校正、剩余静校正、拉伸对信号的影响。在(3-4-20)式中,若含某一成分所有相当项为零,则该成分是随机的,否则为相干的。

若观测噪声 $n(t)$是随机的,则有

$$E_i\{n^2\} = \delta^2 \tag{3-4-22}$$

这时称拟合是完全的由于 S,S_m 为相干的,由式(3-4-20)可得

$$S_m(x_j, t) = S(x_i, t + \Delta t_{ri} + \Delta t_{rsti} + \delta t_i) \tag{3-4-23}$$

对于零炮检距剖面,有

$$S_m(0, t) = S(0, t + \Delta t_{rsti0}) \tag{3-4-24}$$

若剩余静校正量也为随机的,有完全拟合,则有

$$E\{(\Delta St)^2\} + E\{n^2\} = \delta^2 \tag{3-4-25}$$

由式(3-4-20)得

$$S_m(x_j, t) = S(x_j, t + \Delta t_{ri} + \delta t_i) \tag{3-4-26}$$

当 $x_i = 0, \Delta t_{ri} = 0, \delta t_i = 0$ 时,有

$$S_m(0, t) = S(0, t) \tag{3-4-27}$$

即拟合出了高保真的零炮检距道。

若存在小幅度构造的影响,则有

$$S_m(0, t) = S(0, t + \Delta t_{i0}) \tag{3-4-28}$$

拟合保留了小构造项,空间分辨率可达到单道的空间分辨率。

若观测噪声中包含相干噪声 $n_r(x_i, t)$,则在(3-4-27)中出现 n_r 项

$$S_m(0, t) = S(0, t) + n_r(0, t) \tag{3-4-29}$$

所以，拟合滤波可提供振幅保真的零炮检距剖面，也为充分利用反褶积技术提高分辨率创造了条件，其空间分辨率可达到单道接收的分辨率但提高信噪比是拟合技术的难点，特别是近道上的相干噪声。

图3-4-3和图3-4-5为常规叠加剖面，图3-4-4和图3-4-6为对应的拟合滤波后剖面，它避免了常规叠加带来的缺陷，资料的分辨率明显提高，波形特征清楚。

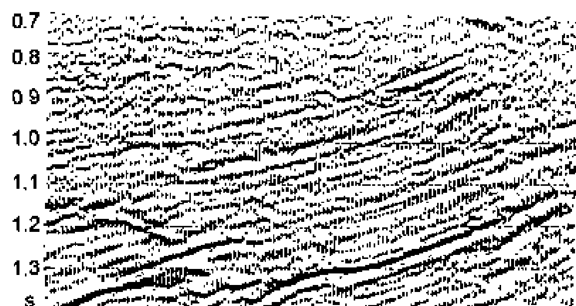


图3-4-3 常规叠加剖面

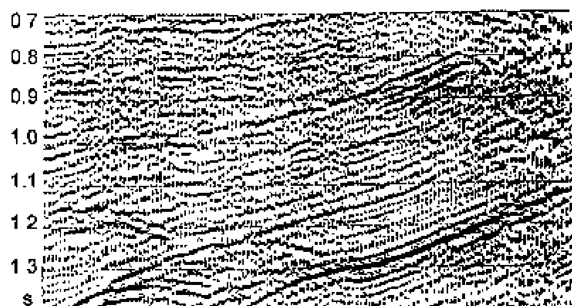


图3-4-4 图3-4-3的拟合滤波剖面

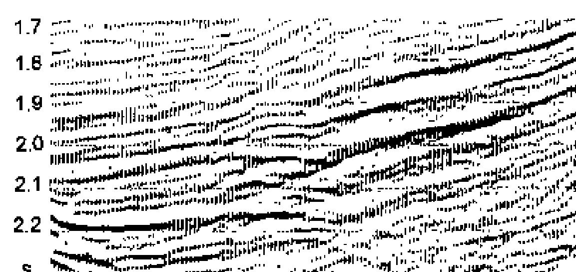


图3-4-5 常规叠加剖面

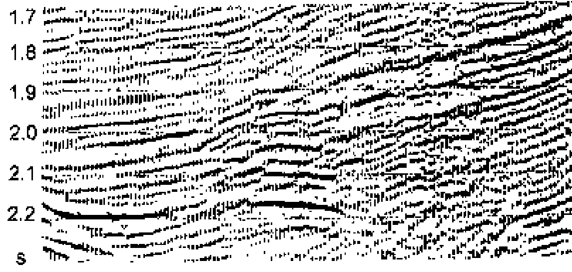


图3-4-6 图3、4-5的拟合滤波剖面

3.4.1.3 去噪滤波叠加

用拟合方法获得的剖面可以克服水平叠加剖面存在的缺陷，有很多优点，但拟合剖面同样也有缺点：

(1)在克服随机干扰能力方面，它不如水平叠加剖面；

(2)在拟合过程中，无法克服象多次波和各种转换波等相干噪声，资料的信噪比较低。

所以，可利用去噪滤波技术，对有各种干扰的地震记录CDP道集进行去噪处理，然后，再去拟合零炮检距(P波)剖面，便得到了相当于自激自收垂直入射的高分辨率剖面，才能准确合理地求得波阻抗剖面。同时还获得AVO等其它剖面。

因为，反射振幅在小于临界角时，随入射角的变化曲线是光滑和连续的；但由于各种地震噪声的影响，如随机噪声、多次波、炮点和检波点不一致性等，会造成实际地震记录中AVO曲线的不光滑，即各种地震噪声在AVO曲线上表现为高频成分，而有效信号则表现为低频信号背景。对AVO曲线进行空间域的去噪剔除滤波，便可削弱各种地震噪声。

由以上分析可知：为了提高分辨率，使实际地震记录能够反映垂直反射的振幅，就不能叠加，最好用零炮检距地震记录。由于零炮检距地震记录在野外采集中是得不到的，只能通过反演或曲线拟合的方式外推得到。

由于纵波反射振幅可表示为

$$R_{pp}(i,T) = A_0(T) + A(T)\sin^2 i \qquad (3-4-30)$$

式中，$A_0(T)$为零炮检距地震记录。

采用最小二乘法，利用(3－4－30)式，对经过动校正后的CDP道集进行AVO曲线拟合，便可求得零炮检距$A_0(T)$剖面。由于曲线拟合是一种信号趋势分析方法，其本质是一种低通滤波，和叠加不同。这种低通滤波仅在空间域进行，并不降低地震记录的时间分辨率，进而削弱了AVO曲线的高频成分，保留了AVO曲线原有的趋势，即AVO曲线原有低频背景。所以，AVO曲线拟合过程本身就有提高信噪比、恢复真振幅的作用。从而把实际地震记录恢复到其原有的最佳分辨率和最佳信噪比状态，且使振幅的相对关系得到保持，恢复出真正的零炮检距地震记录。

图3－4－7为常规叠加剖面，图3－4－8为对应的去噪滤波后的滤波剖面，从图中可以看出，后者无论从分辨率还是信噪比上均有明显改进，反射层次清晰，效果良好。

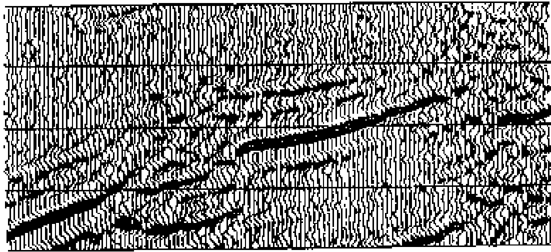


图3－4－7　常规叠加剖面

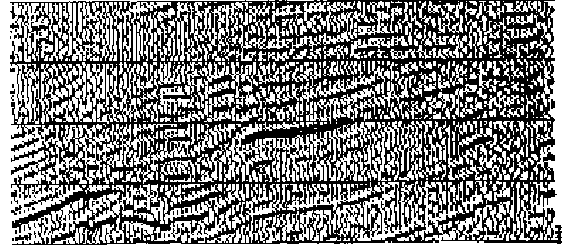


图3－4－8　图3－4－7的去噪滤波后的P波剖面

3.4.1.4　最优拟合迭代叠加

在完成各种必要的波形一致性校正和某些剔除后的CDP道集内，设CDP道集内观测数据为$\boldsymbol{Y}$，即

$$\boldsymbol{Y} = (Y_1, Y_2, \cdots, Y_N)' \tag{3-4-31}$$

式中，N为覆盖次数。

设待求参数$\boldsymbol{P}$为

$$\boldsymbol{P} = (\Delta P/P, \Delta V_P/V_P, \Delta V_S/V_S)' \tag{3-4-32}$$

对应真正的零炮检距P波剖面为

$$R_0 = (\Delta P/P + \Delta V_P/V_P)/2 \tag{3-4-33}$$

所以，只要求得参数($\boldsymbol{P}$)，便可得到真正的零炮检距P波剖面。

假定$\boldsymbol{P}$的一般形式为

$$\boldsymbol{P} = (P1, P2, P3)'$$

任意给定初始值

$$\boldsymbol{P}_0 = (P_{01}, P_{02}, P_{03})'$$

给定允许误差门槛值α。

沿$\boldsymbol{P}=\boldsymbol{P}_0$点将反射响应$\boldsymbol{R}(\boldsymbol{P},\boldsymbol{X})$展开为Tayler级数，取其一阶导数项，且令

$$\boldsymbol{R}_n = R(P_1, P_2, \cdots, P_n)$$

$$\boldsymbol{R}_{0n} = R(P_{01}, P_{02}, P_{03}, X_n)$$

$$\boldsymbol{R} = (R_1, R_2, \cdots, R_n)^{\mathrm{T}}$$

$$\boldsymbol{R}_0 = (R_{01}, R_{02}, \cdots, R_{0n})^{\mathrm{T}}$$

则有

$$R_n = R_0 + (P_1 - P_{01})\partial R_{0n}/\partial P_1 + (P_2 - P_{02})\partial R_{0n}/\partial P_2 + (P_3 - P_{03})\partial R_{0n}/\partial P_3 \tag{3-4-34}$$

其矩阵的表达形式为

$$\begin{pmatrix} R_1 \\ R_2 \\ \vdots \\ R_N \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} R_{01} \\ R_{02} \\ \vdots \\ R_{0N} \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \partial R_{01}/\partial P_1 & \partial R_{01}/\partial P_2 & \partial R_{01}/\partial P_3 \\ \partial R_{02}/\partial P_1 & \partial R_{02}/\partial P_2 & \partial R_{02}/\partial P_3 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ \partial R_{0N}/\partial P_1 & \partial R_{0N}/\partial P_2 & \partial R_{0N}/\partial P_3 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} P_1 - P_{01} \\ P_2 - P_{02} \\ P_3 - P_{03} \end{pmatrix}$$

即

$$\boldsymbol{R} = \boldsymbol{R}_0 + \boldsymbol{J\delta}$$

其中

$$\boldsymbol{\delta} = (\delta_1, \delta_2, \delta_3)^{\mathrm{T}} = (P_1 - P_{01}, P_2 - P_{02}, P_3 - P_{03})^{\mathrm{T}}$$

设 $\boldsymbol{\delta} = (\delta_1, \delta_2, \cdots, \delta_N)^{\mathrm{T}} = \boldsymbol{Y} - \boldsymbol{R}$，代表观测值与反射响应之差，即

$$\boldsymbol{\delta} = \boldsymbol{D} - \boldsymbol{J\delta}$$

其中，$\boldsymbol{D} = \boldsymbol{Y} - \boldsymbol{R}_0$，是给定初始值的反射响应($R_0$)与观测值之差，即

$$\boldsymbol{D} = (D_1, D_2, \cdots, D_N)^{\mathrm{T}} = (Y_1 - R_{01}, Y_2 - R_{02}, \cdots, Y_N - R_{0N})^{\mathrm{T}}$$

取风险函数 $G(\delta)$为$(\delta)^{\mathrm{T}}(\delta)$即

$$G(\delta) = (\delta)^{\mathrm{T}}(\delta) = \{(D)^{\mathrm{T}} - (\delta)^{\mathrm{T}}(J)^{\mathrm{T}}\}\{(D) - (\delta)(J)^{\mathrm{T}}\} \tag{3-4-35}$$

$G(\delta)$的代数形式如下

$$G(\delta) = \sum_{i=1}^{N}(D_n - \delta_1\partial R_{0n}/\partial P_1 - \delta_2\partial R_{0n}/\partial P_2 - \delta_3\partial R_{0n}/\partial P_3)^2$$

求风险函数在参变量 $\delta_1, \delta_2, \delta_3$ 情形下达到极小值的条件它们的偏微分为 0，由此得到联立方程

$$\{(J)^{\mathrm{T}}(J)\}(\delta) = (J)^{\mathrm{T}}(D)$$

其解的一般形式如下

$$(\delta) = \{(J)^{\mathrm{T}}(J)\}(J)^{\mathrm{T}}(D) \tag{3-4-36}$$

上述求解有可能存在不适定问题，即$(\delta) = \{(J)^{\mathrm{T}}(J)\}^{-1}$由可能出现奇异性，为了改善解的稳定性，采用已知经验公式作为约束。

Gardner 关系式：$P = KV_{\mathrm{P}}^{1/4}$，或写为

$$\Delta V_{\mathrm{P}}/4V_{\mathrm{P}} - \Delta P/P = 0$$

则经验关系一般形式有

$$(\delta_e) = (a) - (J_e)(\delta) \tag{3-4-37}$$

其中,(a)为常量列向量,$(a)=(a_1,a_2,\Lambda,a_N)^T$

$$(J_e) = \begin{Bmatrix} e_1 & e_1 & \cdots & e_1 \\ e_2 & e_2 & \cdots & e_2 \\ e_3 & e_3 & \cdots & e_3 \end{Bmatrix}$$

对于 Gardner 关系:$e_1=1/4, e_2=-1, e_3=0$

对于 Mudrock 关系:$e_1=1, e_2=0, e_3=-1.16(V_S/V_P)$

假设(ε)与(ε_e)为具有零均值的高斯随机分布,并且方差分别为 C 与 C_e,均属已知值。以$(\delta)^T(\delta)/C+(\delta_e)^T(\delta_e)/C_e$ 作为风险函数,则有

$$G(\delta) = (\delta)^T(\delta)/C + (\delta_e)^T(\delta_e)/C_e = 1/C\sum_{n=1}^{N}\delta_n{}^2 + 1/C_e\sum_{n=1}^{N}\delta_{en}{}^2$$

求可使 $G(\delta)$达到极小值的解(δ),其条件为

$$\partial G/\partial\delta = \partial/\partial\delta\{1/C[(D)-(J)(\delta)]^T[(D)-(J)(\delta)]+$$
$$1/C_e[(a)-(J_e)(\delta)]^T[(a)-(J_e)(\delta)]\} = 0$$

由此极值条件下的联立方程

$$\{1/C(J)^T(J) + 1/C_e(J_e)^T(J_e)\}(\delta) = 1/C(J)^T(D) + 1/C_e(J_e)^T(a)$$

其解的一般形式为

$$(\delta) = 1/C\{1/C(J)^T(J) + 1/C_e(J_e)^T(J_e)\}^{-1}(J)^T(D) \tag{3-4-38}$$

通常上式是一个迭代公式,其计算过程如下

(1)给定初始值(P_0)。

(2)求解联立方程,得(δ)。

(3)校正初始值$(P)=(\delta)+(P_0)$。

(4)检查比较$(D)=(Y)-(R_0)\leqslant\alpha$?

(5)若$(D)\leqslant\alpha$,则以$(\delta)+(P_0)$作为求的解。

(6)若$(D)>\alpha$,则以$(\delta)+(P_0)$作为新的初始值(P_0)。

(7)按新的初始值(P_0)计算新的反射参数(R_0)。

(8)重复上述过程,直至$(D)\leqslant\alpha$ 为止。

图 3-4-9 为 AVO 处理的 P 波剖面,图 3-4-10 为对应的最优拟合迭代剖面,后者在分辨率相当的前提下,资料的信噪比明显提高,达到了克服随机干扰的目的。

3.4.1.5 模型叠加

在山地地震资料的 CDP 道集上,深层反射波的信噪比往往很低,时距曲线也不是双曲线,更不是任何一种简单函数的曲线,传统的动校叠加和去噪技术,很难得到清晰的叠加剖面。

为了解决叠加成像问题,首先应发展一套新的非双曲线成像理论,设计一种双曲线类型,通常是在双曲方程的基础上进行改造。加入高次项,可以改善叠加效果,但不能普遍应用,有时效果不稳定。这是因为复杂的地质体不可能用规则的曲线方程来描述,复杂的地质体的反射波也是复杂的。所以,目前还未找到任何规则的时距曲线方程来满足它。

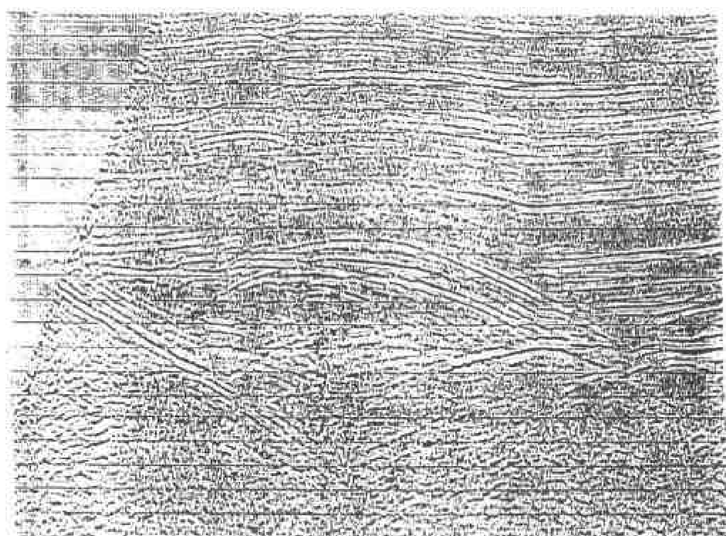


图 3-4-9 AVO处理的P波剖面

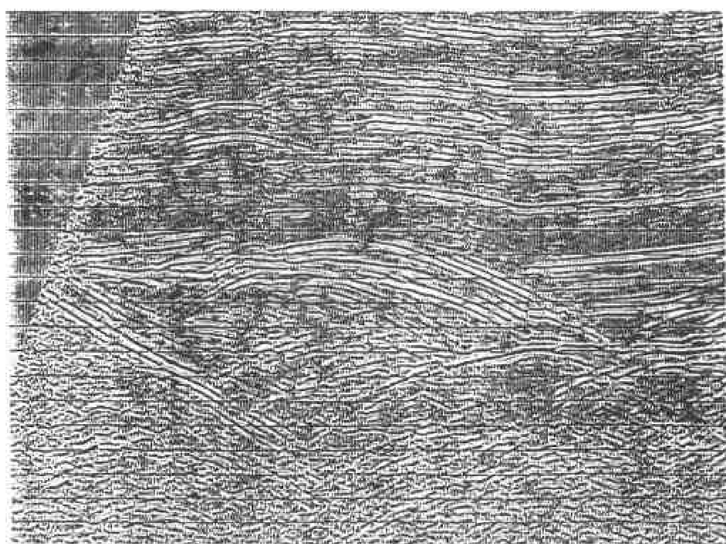


图 3-4-10 图 3-4-9 的最优化拟合迭代的 P 波剖面

由于复杂地质条件下反射波时距曲线不是双曲线，存在着剧烈的扭曲现象，当用视速度滤波、多道相干噪声滤波、多项式拟合和混波等方法处理时，会使有效波受到很大的伤害。因为上覆地层的剧烈横向变化造成的扭曲，并非是地表地形起伏造成的，所以这种剧烈的扭曲也不能用静校正的方法消除。当然，叠前深度偏移可以解决正确的成像，它是在原始地震资料品质很高的条件下才起作用。而对于信噪比很低的山地地震资料，叠加剖面都很难成像的情况下，根本就无法建立初始模型，叠前深度偏移也达不到预期的效果。因此发展了模型叠加技术。它是首先建立地质模型，根据模型正演结果来判断反射波的时距曲线，按照模型时距曲线叠加实际资料。这个初步叠加结果有可能比初步模型更接近真实结果。在初步叠加结果的基础上再建立地质模型，再作模型叠加，反复进行，直到逼近真实叠加结果。在各种地震模型中，积分法地震模型、有限积分法地震模型和傅立叶变换法地震模型虽然都是建立在波动方程的理论基础上，比射线近踪法地震模型具有很大的优势，最近发展起来的以波动方程理论为基础的有限元地震模型更具优越性，它能更好地反映地震波的动力学特征。

3.4.1.6 扫描叠加

扫描叠加技术主要是改进叠加成像效果,使动校正曲线更适合实际地震数据的情况。当速度随深度变化剧烈,地下背斜和向斜层构造引起速度横向变化平缓时,射线传播路径可能会弯曲,通过在 CMP 道集上各反射旅行时的时移相关,找出 t_p 矩阵中的聚焦点,即使相关峰值最大,然后修改双曲动校轨迹,使各种曲率双曲同相轴加强,叠加能量收敛。

对于常规动校正方程是

$$t^2 = t_0^2 + x^2/V_a^2 \qquad (3-4-39)$$

式中,V_a 为叠加速度。

式(3-4-39)对于均匀各向同性的介质是适用的,但对于多层的非均匀介质和复杂的弯曲界面只是一种近似。

面建立在以费马原理为基础的正常时差校正方程,通常比常规动校正方法更加精确。它有以下特点:

(1)利用扫描 t_p 进行静校正比动校正节省机时,并可得到速度剖面。

(2)在炮检距 x 处的动校正量不是 t_0 的函数。即所有的 t_0 时间的动校正量值均为常量。可见对于一个给定的聚焦时间 t_p,动校正意味着对整道进行静校正时移,不同的炮检距有不同的时移量。但对于不同深度的两反射层,只要是它们的 t_p 值和炮检距一样,那么它们的动校正量也一样。这样在动校正过程中不会有拉伸,也不会有波形畸变。

(3)当进行 t_p 扫描时,程序允许有负 t_p 值,这样可拟合负动校正反射轴,使向斜(或背斜)引起下伏的平层出现负动校正量,其能量也能有最好的叠加效果。

(4)可把扫描结果用来修正叠加速度,避免了速度参数选取不当。

(5)自动拾取法不受任何条件下构造限制。

(6)自动拾取得到的速度不受解释上的限制,可直接用扫描输出修正双曲线轨迹,并用于后续的正常处理中。

图 3-4-11 为原始常规处理剖面,图 3-4-12 为重新处理的剖面,由于后者在处理中,采用了波形一致性校正,衰减规则干扰和随机噪声,在叠加上采用最优拟合迭代叠加技术,使中深层资料反射明显显露出来了,无论分辨率还是信噪比均有了很大提高,频带宽度大大增加,波形特征活跃,振幅相对保持强弱特征关系。

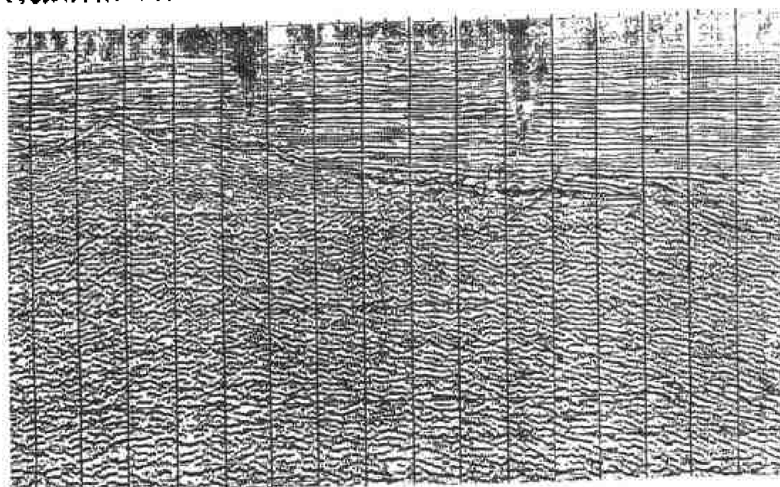


图 3-4-11 常规处理剖面



图 3－4－12　对图 3－4－11 重新处理的剖面

3.4.2　超临界角反射成像

深层地震勘探已成为当今地震勘探的攻关目标，特别是中古生界海相地层的山地地震勘探，地震资料反射信号能量弱、信噪比低、地表地形复杂和上覆地层的影响，使得共中心点叠加成像困难。为了改善深层地震勘探资料的质量，可应用大排列、高覆盖次数的数据采集方法。当地震射线以广角入射到反射界面时，就形成很大的反射系数，利用该特点可穿透高阻抗带，获得深层反射数据信息。通常当炮检距大于反射界面深度 3～5 倍时，就可以获得广角地震反射信息，即深层超临界角反射。

通常超临界角反射波，在常规的反射地震记录上，由于超临界角反射波太靠近折射波而被切除了，很少被利用。随着地震道数的不断增多，炮检距的不断增加，就很容易地接收到超临界角反射波。在野外原始的单炮记录上，它是一个能够连续追踪穿过初至区的反射波。它出现在初至区以外，表现为双曲线同相轴的一部分；振幅能量强，信噪比较高；反射频率较低。

长期以来，超临界角反射多用来研究深层地壳的结构，在油气勘探中很少应用。随着油气勘探多道地震仪器获得了较大的炮检距资料，得到了超临界角反射的大量有效信息，从而为油气勘探提供了一种新的勘探手段。

在平面波入射到一个界面时，在 $v_2 > v_1$ 的情况下，这时存在着纵波的临界角

$$i_c = \arcsin\frac{v_1}{v_2} \qquad (3-4-40)$$

根据 Zoeppritz 方程，在两个各向同性介质之间的反射波，可通过假设不同的纵波速度比、密度比和泊松比，来求得反射纵波的反射系数与入射角的变化曲线。

在 $v_2 > v_1$ 的情况下，当入射角小于临界角时，纵波的反射系数比较稳定，随着两种介质波阻抗的逐渐接近，其波阻抗差的逐渐减小，纵波的反射系数也逐渐减小；当入射角接近临界角时，纵波的反射系数急剧增大，在临界角处达到最大值；当入射角大于临界角时，纵波的反射系数又下降。因此，在大炮检距的地震道上，能够接收到超临界角反射，并且 v_2/v_1 差异越大，产生临界角反射的入射角越小；当入射角超过临界角时，有些反射系数将变成复数。

综上所述，可以得出以下结论：

（1）$v_2/v_1 > 1$ 是产生超临界角反射的主要条件，两层介质的速度比值越大，其超临界角反射的入射角越小，从而产生超临界角反射的最大炮检距也就越小。

（2）超临界角反射的能量一般是正常反射能量的几倍到几十倍，超临界角反射的信噪比较

高，同时随着排列距离的增大，其频率降低。

(3)当入射角超过临界角时，其相位将发生变化。

图3－4－13是某探区的山地地震野外原始单炮记录，除浅层有一强反射同相轴外，深层几乎看不到反射，近排列受到严重的无规则和有规则干扰波的影响，弱反射受到了严重的干扰，只有在大炮检距能看到同相轴的出现。图3－4－14是对野外原始单炮记录进行了动校正返回显示的经过不保留超过临界角反射和保留超过临界角反射的单炮记录对比。

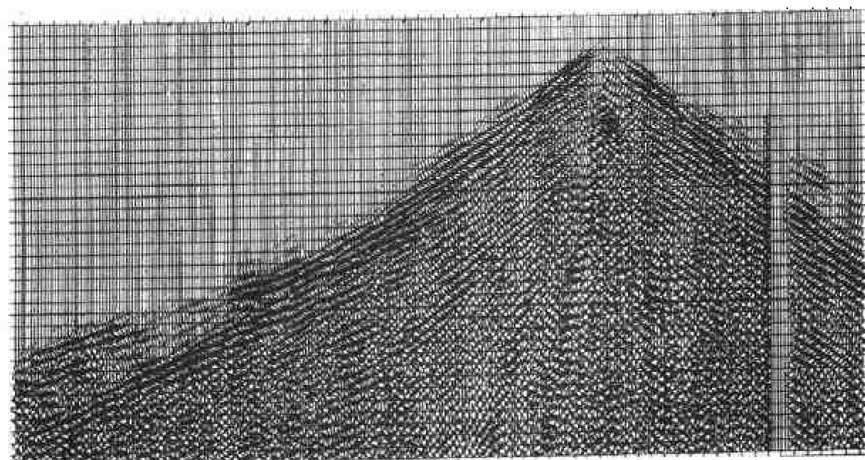


图3－4－13　野外原始单炮记录显示

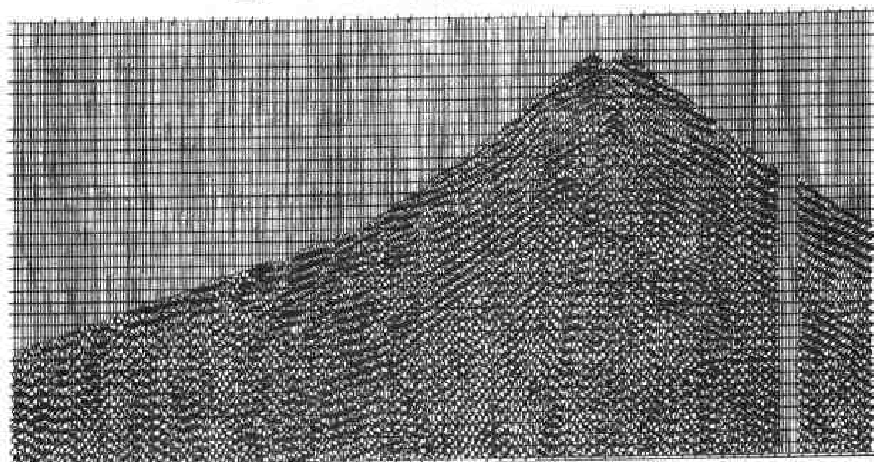


图3－4－14(a)　动校正后不保留广角反射的单炮显示

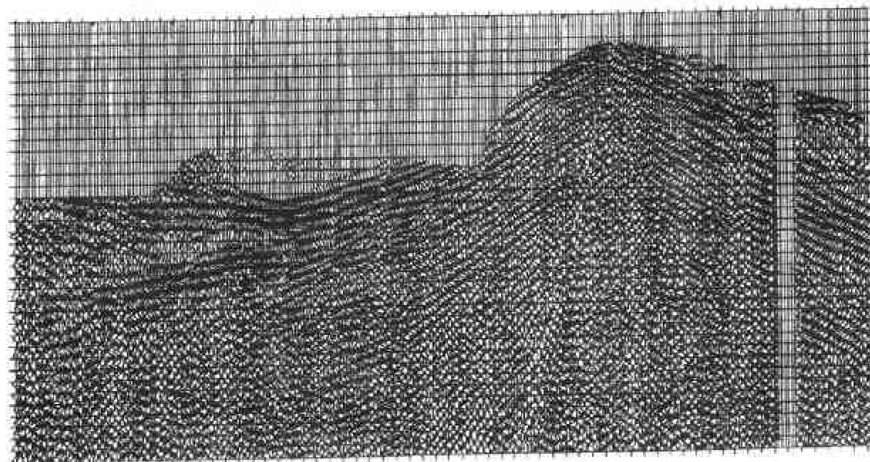


图3－4－14(b)　动校正后保留广角反射的单炮显示

图 3－4－15 是按常规叠加方式处理的叠加剖面，它对大炮检距道作了拉伸畸变切除。经过处理得到的剖面质量较差，反射同相轴能量很弱，不能连续追踪，地质现象不清楚。图 3－4－16 是保留超过临界角反射的叠加剖面，它保留了大炮检距的强振幅同相轴，剖面的信噪比得到了明显的改善，反射同相轴的能量加强了，并能连续追踪对比，地质现象也比较清楚。

图 3－4－17 可以清楚地看到道集记录受到严重的无规则干扰波的影响，近道只能看到强而杂乱无章的干扰，看不到任何有效的反射波同相轴。但在远炮检距上，可明显地看到两层超过临界角反射波，以高信噪比和强振幅同相轴出现在经过动校正的远炮检距道集上。

图 3－4－18 是保留超过临界角反射的叠加剖面，可清楚地看到剖面上在 1.4s 和 1.8s 左右有两层反射同相轴，可以连续追踪和对比，它就是超过临界角反射。图 3－4－19 是与该测线相交的剖面，也证明了两层反射是真实可靠的。

超临界角反射在山地地震勘探中获得了较好的效果，它为提高山地地震资料的信噪比提供了一种有效的方法。为了对更深和更陡倾角地层接收到超临界角反射的资料，在野外采集时，还应适当加大最大炮检距。

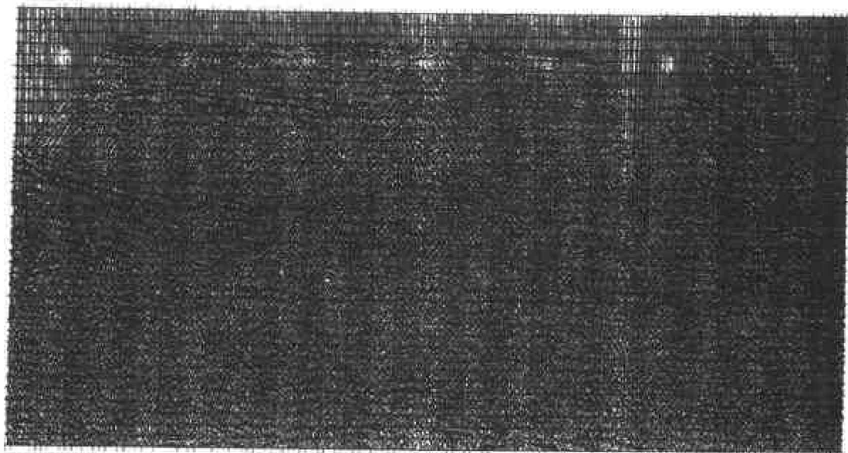


图 3－4－15　常规处理叠加剖面

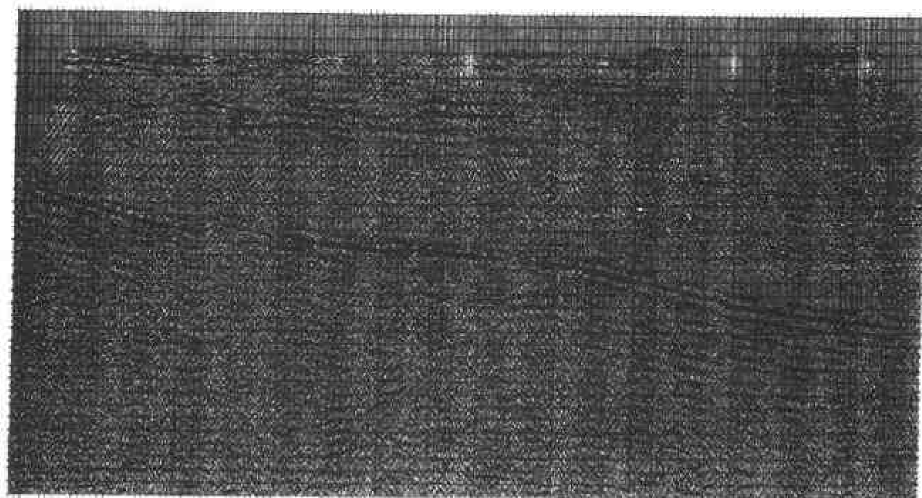


图 3－4－16　对应图 3－4－15 保留广角反射的叠加剖面

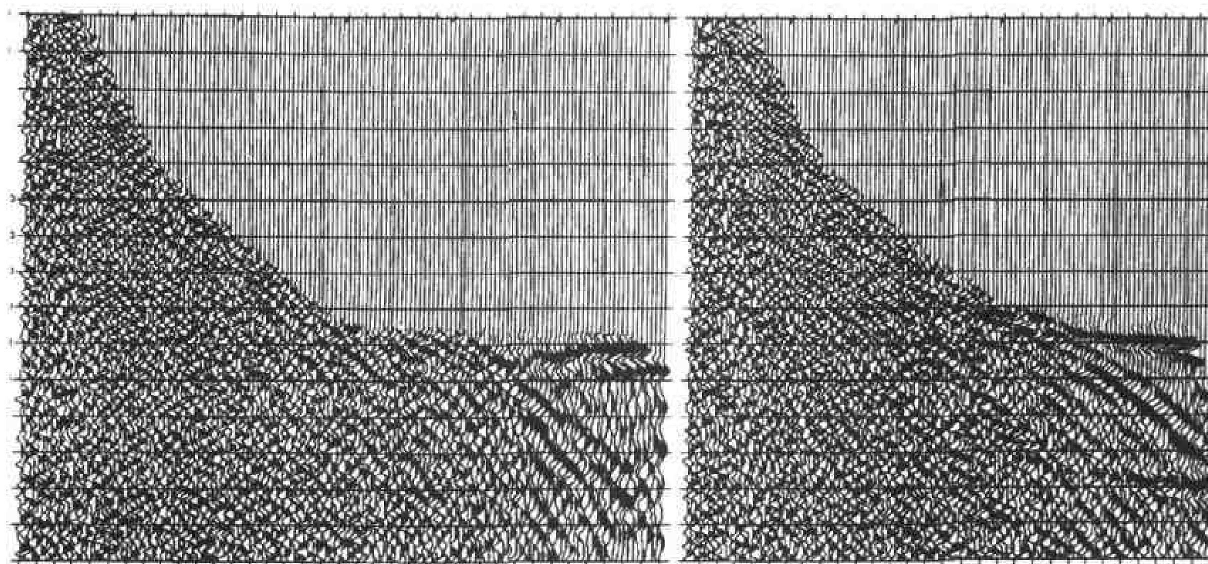


图 3-4-17 动校正后的CMP道集显示

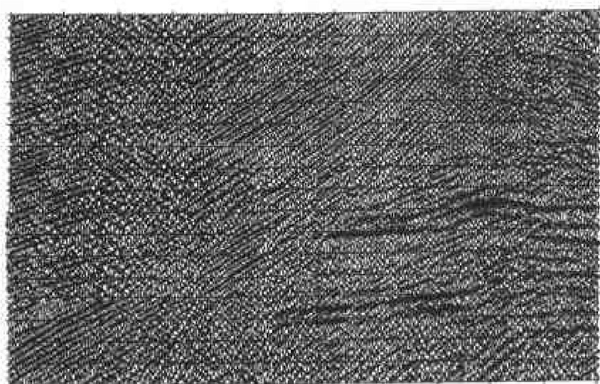


图 3-4-18 对应图 3-4-17 保留广角反射的叠加剖面

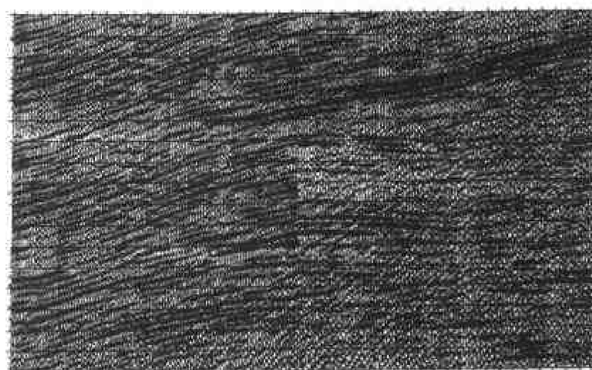


图 3-4-19 与图 3-4-18 相交的叠加剖面

3.4.3 偏移基准面选取

偏移基准面选取技术，是基于消除因复杂的上覆地层对下伏地层的影响而设计的。它适合于地下地质构造简单，但由于上覆地层速度的横向变化，而使下伏地层的反射波，在地震剖面上出现了扭曲，甚至在单炮或道集记录上，下部地层反射波同相轴的双曲线畸变严重。为了消除这些现象，叠前深度偏移往往是首选方法。

叠前深度偏移是从地表实际炮点和检波点位置出发，按所建立的地下速度模型进行偏移。但目前较普遍的做法是在叠前深度偏移之前先做时间域的处理，包括静校正和建立速度模型。由于静校正改变了反射时间，不可能从实际炮点和检波点位置进行偏移处理。所以应选取合适的偏移基准面。

因为在资料处理中偏移的原点应尽量接近地表，且基准面应是一个平面，这在地表高差大的地区，若用远离地表的基准面或用高速层速度替代低速层速度，都会在射线追踪时使射线与实际不符。为了尽量减少射线歪曲和偏移误差，通常是采用静校正法、零速度层法或波场延拓法。静校正法忽略了射线传播方向，会影响归位效果；零速度层法偏移结果直接受地表到统一

基准面充填速度的影响；通常偏移基准面与浮动基准面之间应是实际的低速层速度，而不是充填速度；波场延拓法是用波动方程波场外推法进行基准面校正，这种方法精确，但较复杂。

根据波动方程波场外推法来确定的偏移基准面，可以将一个特定的任意形状的基准面上的已知波场，外推至一个具有任意形状的基准面上。波场外推用标量的克希霍夫积分分解来完成，这样更适合于处理任何形状的基准面。它与偏移的区别在于：前者是在一个特定的任意形状的基准面上产生未偏移的时间剖面，而后者则包括由地表波场计算所有深度上的波场。因此，可以说波场延拓法来确定偏移基准面是偏移的一部分。

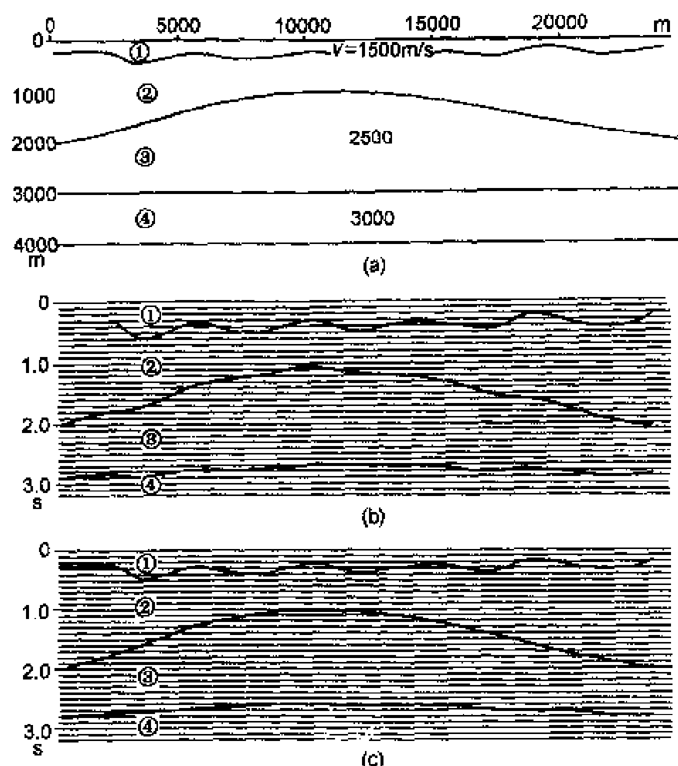


图 3-4-20　偏移基准面校正示意图

用波场延拓法确定偏移基准面，通常步骤为：

(1)将地表波场向下延拓至覆盖层的底界面，外推所用的速度是覆盖层的速度，这时覆盖层底界面的反射时间 $t=0$；

(2)用基岩的速度将中间波场向上延拓回地表，这样就消除了因上覆地层的横向速度变化而造成的下部地层的畸变。

图 3-4-20(a)为一地质模型。图中第②、③层底界面形态简单。但在图 3-4-20(b)中的叠加时间剖面上却发生了扭曲，界面扭曲的幅度与层位①底界面的起伏大小和速度有关。在进行了偏移基准面校正后，消除了畸变(图 3-4-20(c))。

同时，针对这些问题，还提出了一种以近地表斜面为偏移基准面，它可不受 CMP 参考面的限制，是根据地表高程进行圆滑的，应尽量接近地表的圆滑面。然后把数据校正到该圆滑面上。当低速层较薄时，由于地震波射线在低速层中，接近垂直方向传播，这时可用高速顶界面或其圆滑面作偏移基准面。

3.4.4　偏移成像

由于地下地质构造复杂，在偏移成像方面主要表现在：(1)大的逆掩断层构造的上覆和下伏地层速度变化较大，老地层在新地层之上，上面速度高，下面速度低，形成速度倒转现象，在共炮点记录上，反射曲线顶点不在零炮检距处，反射双曲线轨迹严重畸变，而且速度纵横向变化剧烈；(2)因浅层风化剥蚀，使下伏地层严重畸变；(3)地下有各种高速地质体；(4)地下的低速异常体，使下伏深层反射不能真实反映客观情况，在道集记录上反射波随炮检距变化由中间向两边上翘；(5)以高倾角地层出露地表，地表高程变化剧烈，反射中断，空白带很难成像，或成像不准。

复杂构造的地震资料成像精度，直接关系到勘探的成败。成像位置是否准确，构造轮廓和地质现象是否清晰可辨，主要是通过各种常规的 CMP 叠加技术，通过努力可以得到高分辨率

高清晰度的成像,但它是建立在水平层状介质和速度横向不变的模型基础上的。当地下构造复杂,例如存在陡倾角界面、各种逆掩断层、推覆体下面的断裂等,CMP叠加就失去了作用。当速度横向变化时,地震波传播射线弯曲,它完全不符合常规NMO校正的规律。在这些情况下,偏移技术就成为不可缺少的工具,而且在当前技术条件下,是唯一有效地成像途径。

3.4.4.1 时间域偏移

叠后时间偏移是建立在零炮检距道基础上的,偏移算子是一个圆。如果NMO叠加剖面或者是DMO叠加剖面,对真正的零炮检距道剖面有较高的近似,时间偏移会取得较好的偏移效果。时间偏移模型简单,对速度的敏感性比较低,计算量小,已成为当前常用的方法。时间偏移有很多种方法,但以克希霍夫积分法、有限差分法和傅里叶变换法为最基本的三种类型。对时间偏移方法,可根据资料情况和地质任务要求来进行选择。

克希霍夫积分法偏移

因为绕射扫描偏移是建立在射线理论基础之上的,射线理论只是近似描述地震波的传播规律。克希霍夫积分法偏移是建立在波动方程的克希霍夫积分解的基础之上,具有波动理论的特点。它不受反射界面倾角的限制,同时还适应速度的纵横向变化以及不规则的观测图形。有关克希霍夫积分解以及克希霍夫积分法偏移的计算公式,在许多教科书以及各种杂志上发表的文章中均可见到,在这里不再赘述。问题的关键在于求和时对振幅有不同的处理方法,以及对偏移的孔径有不同的限定方式。通常采用的公式考虑了振幅的球面扩散补偿、空间传播时的吸收衰减和了波形状的变化,力求使偏移后的数据与偏移前的数据特性有相同的对应关系。

对野外资料实施一种偏移算法之前,必须考察这种算法的脉冲响应。对于理想的偏移来说,只在一个道上出现单个子波输入所产生的脉冲响应是一个半圆。克希霍夫偏移仍是沿着绕射双曲线作振幅叠加,给出输入道一个特定时间样点的均方根速度,在这个输入剖面上就有一条顶点重合在该时间样点的绕射双曲线,理论上一条绕射双曲线在时间和距离上无限延伸,实际上只能截取有限段作为求和路径。

克希霍夫偏移法的几个重要的处理参数的选取非常关键:

第一个是偏移窗口宽度。窗口太小则偏移过程起到倾角滤波的效果。因为小窗口使得求和不包含绕射双曲线较陡的侧翼,同时过小的窗口还会造成振幅变化剧烈,它还使随机噪声转化为以假水平同相轴为主的干扰,这种现象在剖面的深部尤其严重。过大的窗口则意味着多费机时,甚至会造成偏移质量的下降和信噪比降低。如果深层资料信噪比太低,大窗口会使深部的噪声影响到较好的浅层资料。所以窗口大小的选取应根据原始资料信噪比和地层产状进行合理选取。

对一个工区,最好是对所有的测线使用相同的窗口作偏移,使偏移剖面保持统一的振幅特性。实际上是以探区的区域速度函数和最陡的同相轴倾角来推算最佳偏移窗口,把这个窗口用到全区资料上。

第二个是最大偏移倾角。偏移中确定要偏移的最大倾角,这对决定压制陡倾角的规则干扰是很有用的,而且偏移倾角越小,所费机时也越少,工作效率也越高。

第三个是速度误差。速度对偏移结果影响很大,对于水平层,速度误差对偏移的影响不大,随着倾角的增大,倾斜同相轴对速度误差也就越来越敏感。

克希霍夫时间偏移适用于速度纵横向变化,同时考虑了不规则的观测系统,如弯曲测线,叠后不等道距等情形。原则上成像角度可以高达90°,但由于在计算旅行时过程中,使用了均

方根速度，精度受到一定的限制，实际成像角度一般可达60°或更高一些。为了解决偏移中的假频问题，通过算子倾角滤波来克服由空间假频引起的人为假象，这与偏移孔径倾角限制是有区别的。

尽管克希霍夫法时间偏移的参数选取非常困难，但由于其最终成像效果好，所以在山地成像处理中，得到了广泛的应用。

有限差分偏移

有限差分波动方程偏移，是目前生产实践中使用较多的一种偏移方法。它的基本思路是，对波动方程进行坐标变换，略去波场对深度(或相应的时间)的二阶导数，变换后简化了波动方程，再用有限差分法对简化的波动方程求解，实现反射数据的偏移归位。由于略去了波场对深度的二阶导数项，使偏移归位的角度受到了限制。因此，我们根据简化近似的程度，称这种简化后的方程为15°方程，或者45°方程等。

因为叠加剖面可视为零炮检距自激自收剖面。如果将介质中的传播速度 v 以 $v/2$ 代替，则叠加剖面记录可以视为激发点在反射界面上波场向上传播到地面所接收到的记录，称这个模型为爆炸反射界面模型，叠后有限差分偏移，就是建立在这个模型基础之上的。

用差分方程近似地代替微分方程，其结果不是唯一的，有各种各样的形式，可以分为显式差分方程和隐式差分方程两大类。一般情况下，显式差分方程求解较为容易，波场延拓可以用显函数表示，计算效率高，但精度较低，对大倾角的适应能力差，一般适应于15°～20°的地层倾角；隐式差分方程虽然求解比较困难，计算速度较慢，但精度较高，对倾角较大的反射偏移效果较好。为了解决显式差分方程的精度问题，可以用一个13点算子来代替常规显式差分的三点算子，来提高偏移适用的角度，即大于35°倾角，计算量也不至于增加太多。

通常，有限差分偏移的深度步长与反射同相轴有如下关系：

(1)同相轴的倾角越大，扩大深度步长使欠偏移效应越严重；

(2)反射波形在大倾角和大深度步长发生波散；

(3)反射面上的扭曲跳跃现象随倾角增大而愈加明显。

第一是由抛物线近似造成的，第二是由差分近似造成的，第三是由每个深度步长的偏移结果的下端所逐渐出现的欠偏移现象造成的。这类扭曲现象对问题的诊断有利，出现扭曲表明对该倾斜反射资料所采取的偏移深度步长太大，应减小一点，扭曲就会消失。无论如何，这类代表欠偏移现象的扭曲可以通过纠正局部偏移速度或深度步长的内插加以消除。

因为，在使用有限差分法偏移时，无法完全自由选择深度步长。从经济角度考虑，希望采取的步长尽可能太，然而对隐式有限差分法，必须限制所选的深度步长才能克服以上所讨论的各种问题。对于显式差分法，从稳定性要求出发，相对需要更小一些的步长，挑选使欠偏移影响和波散噪声达到最低限度的最佳深度步长，必须综合考虑各种因素，诸如采用的偏移速度，时空采样间隔的大小，接收数据的频率成分和地下地层的倾角等。

具体地说，某一深度步长可能对某组参数是最佳的，但对其它的组合可能就不是最佳的。此外，对给定微分方程(即抛物线方程)，实施差分方式的细节可能也会影响偏移输出的质量。陡倾角偏移通常需要采用较小步长，根据地震剖面中的最大倾角，深度步长在所偏移资料主周期的一半和一个周期之间选取(即20～40ms)。

频率波数域($f-k$)偏移

在常速介质中，使用傅里叶变换坐标系，波场的延拓是十分容易实现的。当速度纵向变化时，可引入一个拉伸因子，对数据进行映射和转换，这类方法与有限差分偏移方法相比，能适应

大倾角的偏移,无波散现象,无相位误差,同时计算速度较快,但速度不能横向变化。

在常规的频率波数域偏移中,通常有常规 Stolt 常速偏移、常规 Stolt 变速偏移、全相移偏移和相移波场外推偏移等。

另外在常规的时间域偏移处理中,还有频率空间域偏移、回折波偏移、串联偏移和剩余偏移等技术。这些方法在生产中多数已普遍应用,它们能解决大到90°角的反射成像问题,而且效果比较理想。图 3-4-21 是一个常规的 CMP 叠加剖面的一部分,图 3-4-22 是克希霍夫积分法偏移的结果,偏移归位效果是良好的。但这些方法也存在一定的局限性,对复杂地质构造,有的方法还不适应。

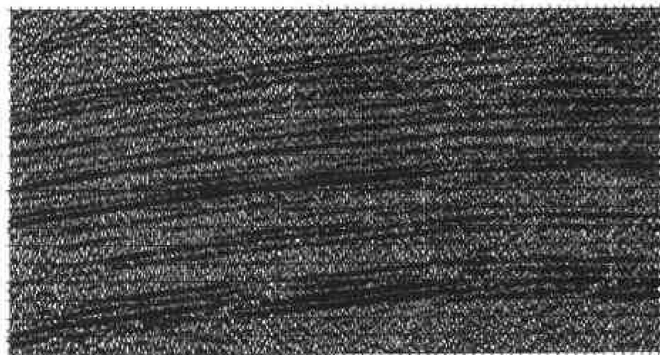


图 3-4-21 常规 CMP 叠加剖面

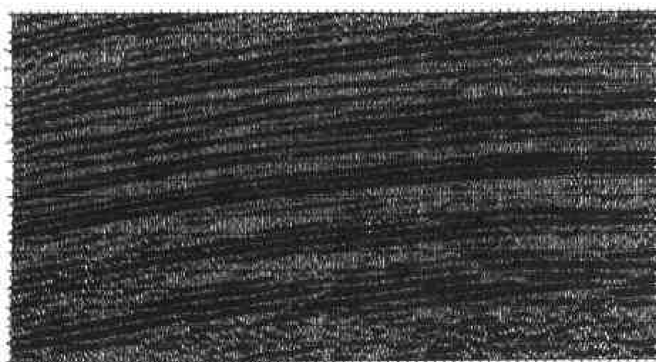


图 3-4-22 对应图 3-4-21 的克希霍夫积分法偏移剖面

3.4.4.2 深度域偏移

复杂构造包括断层构造、盐丘和泥丘刺穿构造、盐下构造、逆冲带和大型推覆构造以及其它横向速度变化剧烈、地层陡倾的构造等。这些构造几乎遍及全球的每一个含油气盆地,并且往往是非常重要的勘探目标。

随着全球勘探的深化,勘探目标变得越来越复杂,未来的石油储量大部分与复杂构造有关。由于以叠加为主要特征的常规处理技术不能提供精确的复杂构造图像,因此产生了复杂构造成像技术中的深度偏移技术。这项技术完全摆脱了时距曲线是双曲线的简单假设条件,适用于各种复杂程度的构造。它不但能提供复杂构造的最终精确图像,而且在先期速度分析的速度—深度模型建立过程中也扮演着重要的角色。

近几年来,由于叠前深度偏移技术在美国墨西哥湾的突出应用效果,使得它在复杂构造成像中占据了统治地位,并得到了迅速的发展。要解决复杂构造的成像问题,较理想的方法是做叠前深度偏移。通过应用叠前深度偏移技术,在山地地震资料处理中,见到了较好的效果。

根据山地地震资料的特点,研究建立速度模型和地表高差较大的深度偏移是叠前深度偏移的重点。

叠后深度偏移

二维标量声波波动方程为

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 p}{\partial z^2}=\frac{4}{v^2(x,z)}\frac{\partial^2 p}{\partial t^2} \tag{3-4-41}$$

对式(3-4-41)作适当的坐标变换,在横向速度变化很小的条件下设 $p_{zz}=0$,最终得到深度偏移的绕射项和时移项公式,即

$$p_{zt}=-\frac{v(x,z)}{4}p_{xx} \tag{3-4-42}$$

$$p_z = 2\left(\frac{1}{v(x,z)} - \frac{1}{v}\right)p_t \qquad (3-4-43)$$

其中,式(3-4-42)是普通时间偏移方程,它使绕射波能量收敛,故称绕射项;式(3-4-43)是反映非均匀介质速度横向变化时引起的时移,故称时移校正项,它能使受速度横向变化影响而变形的地下反射界面归位到真实位置。具体实施方法为:(1)利用波动理论深度偏移交替完成式(3-4-42)和式(3-4-43)的计算,即将波场向下延拓一步,执行式(3-4-42)一次完成绕射校正,然后执行式(3-4-43)一次作时移校正,直到最大深度为止;(2)分两步独立完成射线理论深度偏移,其中第一步只进行时间偏移,全部完成后再进行第二步时移校正。

速度模型是运行深度偏移的关键。对于速度模型的建立、修改可分为以下几个步骤:

(1)尽可能得到最好的叠加剖面。在速度横向变化剧烈的地区,由于速度很难拾取准确,所以叠加时应该反复调整速度,使叠加结果成像达到最佳。如有可能,要作沿层速度分析和常速扫描,这样可改善叠加效果。对于浅层(风化层)变化剧烈、上覆层有剥蚀面而且起伏较大时,最好还要合理地选择偏移基准面。

(2)时间偏移。如果断点绕射波很多、构造被淹没时,可利用时间偏移使绕射波能量收敛,然后再对各层系进行粗略追踪识别。

(3)产生层速度模型。对照偏移剖面或叠加剖面,先描绘出主要层系的时间位置,然后逐层输入层速度。首先输入最浅层,然后作深度转化,依次逐层推进,直到全部层位输入完为止。之后输出速度场和随深度变化的参考速度场文件,即式(3-4-43)中的 v,也即建立初始模型。应当注意,在时深转换时,对于基于叠加剖面的输入层,应作垂直射线时深转换;对于基于偏移剖面的射线,应作成像射线时深转换。

(4)生成成像射线图。由模型形成的成像射线图有两个用途:一是它可快速、高质量的检查速度模型,如果射线中断而没有确切的理由或者出现在不合理的方向,则速度模型有误差,应该修改;二是它可对速度横向变化有一个质的概念,如果成像射线横向偏移不大于几个CMP位置,则不必作深度偏移,而直接用时间偏移即可解决问题。

(5)生成速度场的等速度图。先把速度场进行深度和空间内插,然后再绘出等速度图,这样可检查细小层位的速度与钻井地质资料和用其它方法获得的地质资料的吻合程度。

(6)深度偏移。输入未经偏移过的CMP叠加剖面进行叠后深度偏移,得到以时间标注的深度剖面,最后进行时深转换得到真深度剖面。

总之,叠后深度偏移可解决剖面上横向速度变化大和构造复杂情况下的构造畸变问题。但是它要求资料信噪比较高、剖面上反射层突出和层位连续性好,并且往往要求有钻井资料。当地下地质构造很复杂、地层倾角陡时,叠后深度偏移也解决不了问题,这时可借助三维叠前深度偏移和其它技术。

目标一致性叠前深度偏移

目标一致性叠前深度偏移可通过常规的炮点记录偏移来实现。与常规炮点记录偏移相类似,偏移后的面积炮点记录进行叠加,以构成最终的叠前偏移剖面。

构造平面波响应可以根据叠前地震记录通过 $\tau-p$ 变换或共接收点资料的叠加来实现。而面积震源波场的合成不一定仅限于平面波。一般在混合条件下,可以构造任何类型的震源波场。

利用可控照视技术,人工合成炮点记录资料,并使到达目的层顶面的相应面积震源波场具有预先定义的形状是可行的。通过可控照视法以目标一致性方式合成炮点记录,从而进行叠

前深度偏移。

交互叠前深度偏移

叠前深度偏移要求高精度的速度模型以产生优质地震图像。自动处理流程产生的地震剖面常常使解释员不能断定它是否准确。它既不能确定具体地震同相轴的特征是否真实,也不能确定所用速度估计值是否唯一。在这些不确定性中,有些可以通过对各种速度模型进行试验并观察最终结果来很好地解决。

这种交互偏移可以作为一种解释手段。首先,绘制试验层速度函数,并能对其进行修改;用此试验速度函数,对数据进行叠前偏移并观察所得结果;相互比较几个试验速度函数得到的结果,拾取测线上某具体点处的最佳速度函数;将测线上各个点的最终结果,构成该测线的完整地质模型。

因为,要想获得高质量的深层反射成像,就必须精确地确定浅层介质速度。浅层地震资料的许多入射角也要被成像,这有助于根据速度变化提高浅层资料的分辨率。与之相反,深层地震资料的入射角很小。侥幸的是,深层的速度变化与严格的浅层资料相比对成像的质量影响很小。

通常,速度分析的时间大部分花费在浅层资料上。这种分析通常从浅层开始,逐渐向深层推进。一般希望浅层资料比深层资料包含更高的频率、更高的入射角和更多的速度模型步长数。因而,解释员可以随着速度分析结果选择改变偏移参数。

一般地,解释员将设法估计一水平层模型,并使之与测线上某具体点的资料大致吻合。

在很短的周期内,建立适合于测线上某具体点的水平层模型是可能的。有几种方法可用于选择测线上各点的最佳水平层模型,并最终生成沿测线变化的速度模型。

共反射点道集内的地震道根据入射角从小到大的顺序进行编排。一般地,道集的中心道对应的入射角为零。零入射角资料垂直进入介质,并且在地下界面发生散射。高入射角资料以一斜角进入介质,并且也在地下界面发生散射。因此,关于中心道对称的共反射点道集的成像往往产生于水平层。偏离中心道的能量可能被解释为来自倾斜同相轴的散射。在速度分析过程中作出推论对叠前深度偏移处理是很有用的。

层剥离逆时偏移

逆时偏移是一种深度偏移技术,与常规倾角有限的有限差分深度偏移法相比更适合于陡倾角,以及存在大速度差的构造成像。逆时偏移比常规的相移加内插方法更准确、更稳定。但逆时偏移的计算费用高昂,对存在大速度差的偏移模型尤为如此。

层剥离逆时偏移由三步组成:(1)初始层定义,在这一步中速度模型被分解为许多离散层,每层速度恒定或缓慢变化。(2)利用逆时方法在一层内进行波场成像和外推。(3)根据偏移波场功率重新定义当前层的底部边界。对每一层重复第二步和第三步,直至完成整条测线的处理。

对于初始层状模型,根据已知的速度信息(转换后的叠加速度、测井曲线、折射速度等)来建立,并且由一系列边界与重要反射对应的离散层组成。这些边界可能不规则,并且假定它代表速度恒定或缓慢变化的各离散层间的一阶速度不连续性。开始时,认为除记录地表外各层的边界均是实际边界的一种估计。各个离散层的边界以及偏移速度均要在偏移过程中加以修改。

层剥离逆时偏移有逆时偏移方法处理陡倾角、速度横向变化和大速度差的优点。与标准逆时偏移相比,层剥离法通过改变每层速度有限差分网格的尺度降低计算费用,通过限定单层

偏移来减少对计算机存储器的需求。对于速度缓慢变化的构造模型而言，层剥离技术简化为常规的一步法逆时偏移。层剥离方法能够防止常规逆时偏移中固有的人为层间多次波，而不需对全标量波动方程进行任何改变。由于各层的边界和速度均由层剥离确定，因此解释成为偏移中必经的一步。对于叠前偏移而言，层剥离技术可以与成像聚焦技术一道用于修改偏移速度模型。

正常时差校正和叠加被认为是聚焦常规处理的一部分。在叠前偏移中为了提高水平校正，没有采用与正常时差校正和静校正相类似的流程，因此这种成像只不过是粗叠加的叠前模拟。共成像点道集的检验证明，在通过试验值和误差对速度校正后，若偏移后的反射波仍不是严格水平的，表明偏移速度仍不正确。

在山地地震勘探中，特别是山前逆掩带、大型推覆构造、盐丘、复杂断裂带、潜山等复杂构造。这些构造在常规的叠后处理中或不能成像，或不能真实清晰地成像，从而使得我们无法确定逆掩带和大型推覆构造下面的地层走向、圈闭构造，无法划分复杂断裂，无法确定盐丘和潜山边界的准确位置。因而使得这些重要的勘探领域，或成为空白，或增加钻探的风险性，而这一切对叠前深度偏移技术来说将会迎刃而解。另外，层剥离逆时偏移技术还可用于优化解释方案，从而提高解释的可靠性，降低钻探风险，提高投资效益。

图3－4－23和图3－4－24是采集于山地推覆构造上的资料进行二维叠后时间偏移和叠前深度偏移后得到的剖面，从图中，可以明显看出复杂构造的成像，叠前深度偏移比常规处理都要好得多。

时间偏移共中心点叠加剖面的分辨率，看似较高的原因有两种：(1)在时深转换绘图过程中，叠前偏移的固有特性是地震子波随深度展宽，原因是模型速度随深度而增大，叠前成像直观地显示出分辨率随深度的下降。(2)先偏移后叠加的剖面由道相关分析估算的叠加速度来聚焦。

从以上方法分析中，可以看出叠前深度偏移精确地实现了复杂构造的最佳成像，其效果与叠后处理的剖面相比，令人耳目一新。这项技术将具有广泛的应用前景。

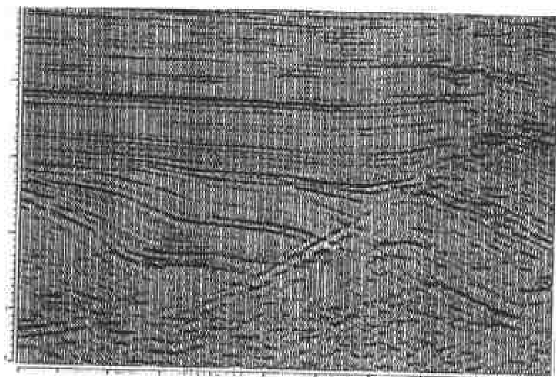


图3－4－23　叠后时间偏移剖面

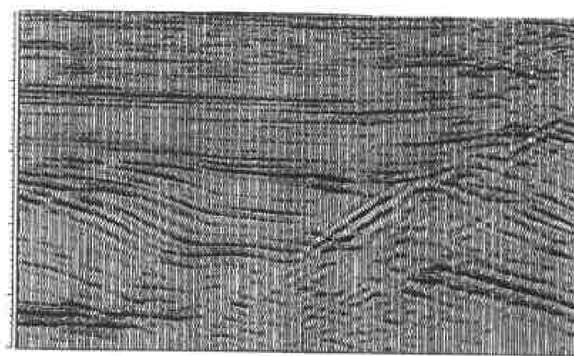


图3－4－24　图3－4－23的叠前深度偏移剖面

4 山地地震资料综合解释技术

面对复杂的山地地震勘探资料，直接在剖面上进行构造解释是相当困难的。为此，应充分利用已有资料，先熟悉山地地震勘探的区域地质背景，包括山地地震勘探区域构造位置、周边地质条件、山前凹陷的沉积和构造的演化历史及特征、烃源岩的分布及区域的生储盖组合等。在此基础上，分析山地构造带的空间展布规律。最后是对单个构造或区块进行解释，细致研究构造内部的小断层、断鼻、断块、背斜等具体的构造单元，并落实圈闭。

随着计算机等新技术新方法的飞快发展和各学科的互相渗透，山地地震勘探资料解释的特点是充分利用和提取各种信息进行综合解释。近几年来在对引进技术吸收消化的同时还做了大量的开发扩充工作，形成了层位标定、精细构造解释、速度研究、空校作图、地震信息提取、测井资料处理、解释性目标处理、储层横向预测及油藏描述等应用技术。另外还开发研究了多种应用软件，例如断层面切片、速度场建立、波阻抗处理、神经网络模式识别、多元统计识别、测井资料处理、多线剖面、相干数据体和一些显示绘图功能等。

山地地震资料综合解释技术还包括以下几方面：

(1)由于高陡构造的倾角大、逆掩断层深度差别较大的凹凸结构在水平叠加时间剖面上，反射波列纵横交错，而且都是弧形，在解释中必须识别哪些是凹部反射及其回转反射波，哪些是凸起反射，哪些是陡倾界面的反射位移。并在偏移处理中，使其正确归位。

(2)不对称的陡构造逆掩断层下盘的逆掩带及断褶带凹凸构造，都与地面褶皱有一定的关系，在波场复杂，资料信噪比较低，速度估计不准，偏移归位不准时，其构造形态解释有时要出现偏差。因此可把地面地质剖面"按相同比例尺'戴帽'"到偏移剖面上，使地面和地下地质解释协调并符合地质规律。

(3)对一些难以确定的复杂波场，通过建立地质模型，进行正演或反演，验证解释结果的合理性。

(4)对多次断褶、推覆体的构造解释，要运用平衡剖面技术，验证主要目的层解释结果，其基本原则是断褶错位以后的反射界面总长度与褶皱以前的长度要基本相等。

(5)微地震相分析技术，它是将储层的反射波形、波组特征与地层沉积环境联系分析，人工或人机联作解释，划分出工作范围内的沉积相带，帮助储层及含油气有利区带的预测。

(6)应用 SIDIS、Geoquest、LandMark、OPENWORKS 和 GRIStation 系统等，进行二维及三维资料解释。

(7)地震资料特殊处理、各种地震反射信息及岩石物性参数提取，它主要包括储层预测及含油气有利区带(或裂隙发育带)预测。在高分辨率处理的基础上，结合探区的地质特点，应用新技术，总结不同技术在不同地区的适应性及效果，形成对碳酸盐岩储层预测的一套技术：包括利用 VSP、声波测井、密度测井、电测井等资料，制作合成记录；利用钻井、测井、地质资料建立地质模型、岩性模型、并进行正演，准确标定层位及建立模式的技术；利用宽带约束反演，Seis－log、G－log、串级约束反演、小波变换、道积分等速度反演软件，反演地层速度，以及在速度反演基础上所应用的密度、孔隙度、地层压力反演和预测。以及用于储层含油气有利区带直接预测的技术有分形分维(预测裂缝和油气)、神经网络、多参数预测(油、气、水分布)、模式识别、瞬时频谱、突变论技术、聚类分析、地震岩性交互绘图技术等。

(8)储层预测技术，主要由碳酸盐岩储层厚度及储集性能分级预测，裂隙发育带预测，薄灰岩储层含油气有利区带预测，生物礁及鲕粒滩预测等。

4.1 层位确定(仿真测井)

众所周知,在已有钻井和测井资料的探区,可以用声波测井曲线来制作合成地震记录,实现地震反射的地质层位标定。但是在地震勘探新区由于没有钻井和测井资料,地震反射的层位标定就十分困难。而地震反射地质层位的正确标定是新探区构造评价和钻井布设等工作的重要基础,因此,无井区的地震层位标定具有十分重要的实际意义。但迄今为止,还没有一种无井区地震反射层位标定的行之有效的直接方法。无井区的地震层位标定也是新区地震勘探工作的关键问题和难点之一。为了解决新区地震层位标定,根据野外地质露头剖面按不同的厚度比例因子和起始深度模拟一个钻井剖面(称为仿真钻井剖面),再根据仿真钻井剖面和温压超声波速度测试资料,得到仿真声波测井资料,用仿真声波测井曲线制作仿真合成地震记录,实现无井区地震反射的仿真层位标定。

4.1.1 地面地质调查和岩样采集

无井探区地面标准地质剖面的调查研究是油气勘探的重要基础工作。首先在新区选取一条露头出露完好的地质露头剖面,根据地质剖面,描述该剖面的分层情况及每层的岩性和厚度等资料。其次在野外每一岩性层采集有代表性的岩样,在采集过程中要选择出露完好,无风化剥蚀的新鲜岩石进行采样。并对野外采集的岩性、地层产状和厚度进行描述。

4.1.2 岩样室内测试

对所取岩样进行常温常压下的密度、孔隙度和超声波等测试,并选部分有代表性的岩性进行模拟地层环境下的温压超声波测试;分析温压超声波测试结果,得出探区速度随埋深变化的经验公式。

4.1.2.1 测试主要内容

测试的主要内容包括:

(1)岩样在常温常压下的密度、孔隙度和超声波速度;(2)选取有代表性的岩性;(3)进行模拟地层温压条件下的超声波速度测试;

地层温压条件的模拟主要是模拟地下某一深度处的地层温度、围压和孔隙压力,地层温度 T 可用埋深 D 和地温梯度 $\mathrm{d}T$ 按下式求得

$$T = T_0 + \mathrm{d}T \cdot D$$

式中,T_0 为地表温度。围压按下式模拟

$$P = \rho g D$$

式中,ρ 为密度;g 为重力加速度;D 为深度。孔隙压力按静水压力加以模拟。

4.1.2.2 速度与深度的规律

岩样在模拟地层温度、压力下的超声波测试结果,表明速度随埋深增大而增大,并大致呈线性关系,其经验公式为

$$V_D = C_0 D + B \qquad (4-1-1)$$

式中,V_D 为岩样在深度 D 处的速度;C_0 为 V_D 与深度 D 变化的系数;D 为深度;B 为常数系数。

G. H. F. Gardner 等根据大量实测资料得出了岩石密度与速度的 1/4 次方成比例,并指出随岩石类型不同其关系略有变化。后由 Lindseth 对 G. H. F. Gardner 等的资料总结,得出了一

个速度 V 与 ρV 波阻抗的经验公式

$$V = 0.308\rho V + 3460 \quad (4-1-2)$$

式中，速度的单位为 ft/s。

由于无法测量密度随深度 D 的变化，所以只要得到波阻抗 ρV 与速度 V 的经验公式，就可在计算波阻抗时间接考虑密度与深度的变化，从而得到经验公式为

$$\rho V = 3.1374V - 2549 \quad (4-1-3)$$

4.1.3 仿真钻井剖面

利用地质露头剖面的岩性和厚度资料，不同的厚度比例因子和起始深度得到一系列仿真钻井剖面。

4.1.3.1 确定仿真层位

由于仿真钻井剖面制作时，无法知道某一地层的埋深和厚度，所以对应于不同的埋藏深度和厚度，其仿真钻井剖面有多条。显然，要正确标定地震反射的地质层位，应选择哪一种仿真钻井剖面才是合适的。因此，提出以下仿真层位标定的假设前提，标定原则及约束条件。

仿真层位标定的假设前提

要求地震剖面标定点处地下地层与地面露头剖面地层的沉积环境相同，沉降周期和沉积旋回相似。就是两剖面的沉积层序相同，没有相带的变化，仅有整套地层的整体性厚度增减。

仿真层位标定的原则

由于地震反射记录是地下地层结构的地震响应，所以，当仿真钻井剖面的地层结构与标定点处的地下地层结构相同时，仿真合成地震记录与实际地震记录是相一致的。即仿真层位标定的原则：仿真合成记录与标定点的实际地震记录二者反射特征、反射同相轴的发育丰度或层间的杂乱反射特征，反射同相轴连续性，反射波的物性参数(如振幅、频率、相位个数等)特征是一致或相似的。

仿真层位标定的约束条件

当仿真合成地震记录与标定点处的实际地震反射特征相一致时，两记录间误差能量将达到最小，而两记录间的相似性系数将达到最大，因此误差能量最小和相似性系数最大可作为仿真层位标定的约束条件。

4.1.3.2 求取仿真钻井剖面

由于沉积地层在沉积盆地的不同部位其沉积的地层厚度是变化的，特别是在盆地的边缘，同一地层的沉积厚度横向变化较大。同时取样的露头剖面与地震测线的位置不同，地震测线层位标定处与露头剖面相同的一套地层的埋深和厚度与露头剖面是不相同的，因此需要根据露头剖面来求取地震测线标定点处的地下地质剖面即仿真钻井剖面。

根据露头剖面的产状和地面地震资料的研究，通常露头剖面与层位标定处的地下地层剖面属于同一沉积相带，只是厚度比大露头剖面就可以得到同一套地层的仿真钻井剖面的厚度仅差一个比例因子。即用一比例因子放大露头剖面，就可以得到同一套地层的仿真钻井剖面。该比例因子的大小，一般采用类似于地震速度扫描的方法－厚度比例因子扫描来求取厚度比例因子值。可用一系列厚度比例因子进行扫描，由于只对目的层进行标定，一般只取目的层上下几套地层。通常在上覆地层取样少时，还存在一个仿真钻井剖面的起始深度问题，当采用不同的起始深度，可得到利用不同的厚度比例因子和起始深度作出一系列仿真钻井剖面。所以，用这些仿真钻井剖面就可作为制作仿真合成地震记录。

4.1.4 制作仿真合成地震记录

根据仿真钻井剖面和常温常压下地表岩样的测试资料，利用经验公式可制作出一系列仿真声波测井和仿真阻抗曲线；选取与地震剖面频带相一致的子波，与上述曲线褶积制作一系列仿真合成地震记录。

由上述仿真钻井剖面上岩样所在地层的位置和厚度，以及该岩样的超声波速度资料，就可制作各仿真钻井剖面的速度变化曲线，即仿真声波测井曲线，制作方法如下：

在地面地质露头剖面上，根据采集的岩样重新划分层位；其划分原则是对不同岩样对应不同的层。一般按剖面顺序，找出每层对应的岩样号；对已采集岩样的层位就用所采集的岩样号；对没采样的层位，根据岩性相和就近的原则找出其对应的岩样号；单层的厚度根据地面露头地质剖面的岩性来划分。按仿真钻井剖面上岩样的埋深，将地表岩样的速度按式(4-1-1)转换为地下该深度的速度，从而确定出各仿真钻井剖面上每一地层的速度，得到一系列仿真声波测井曲线。用式(4-1-3)将仿真声波测井曲线转换为仿真声阻抗曲线。利用仿真声阻抗曲线可得到仿真反射系数序列。利用标定处的地震频带一致的子波与其褶积，就可以得到仿真钻井剖面所对应的合成记录，即仿真合成地震记录。利用仿真合成地震记录与地面地震剖面对比，根据无井区层位标定的对比原则和约束条件，选择记录间整体误差能量最小、相似性系数最大所对应的仿真合成地震记录作为层位标定用的合成地震记录。

4.1.5 地震反射仿真层位确定

用仿真合成记录中与地震剖面反射特征最相似的某一仿真合成地震记录来标定地震层位。

因为仿真合成地震记录中，每一反射同相轴的地质属性是已知的，所以利用仿真合成地震记录的标定原则，就可对地震反射层位进行标定，从而比较准确地确定各反射界面的地质属性。

4.2 平衡剖面

平衡剖面所依据的理论是物质守恒，即对于同一条剖面而言，缩短和加厚有其合理的关系。

因为在构造地质、石油地质和盆地模拟应用方面，平衡剖面技术通常被作为一种模型解释的重要工具。所以，在地质和石油勘探中，剖面的平衡与否已成为检测其地质构造解释是否正确合理的标准方法，任何宏观构造剖面若不进行平衡计算，其解释都是不确定的。

在建立通过褶皱推覆带的构造剖面时，平衡是一个基本的过程，一个不平衡的剖面其地质构造解释肯定是错误的。平衡的剖面也不一定正确，它只是一种模式。因此，与不平衡的剖面相比，平衡的剖面满足了大量合理的条件，更接近实际。

剖面的平衡计算主要有恢复法和正演法。恢复法是由实际变形剖面恢复至原始的未经构造变形的剖面，可以判断地质模型的合理与否，但忽略其中间变形过程。正演法是由原始的未变形剖面演化至经构造变形的剖面，它不但可以产生所解释的构造在全部生长过程中的平衡过程，同时还能知道即使用恢复法制作的平衡剖面也可能包括不平衡的中间过程。

要了解构造是如何形成的，就应该能够将剖面复原或正演模拟至变形状态，当岩层长度或剖面面积在变形与未变形的两种状态下相等时，剖面是平衡的。如果不相等，而且又无法解释，则剖面就是不平衡的。这就是制作平衡剖面的主要思想，如果仅提供了变形剖面而无复原剖面，则无法确定它是否平衡，只有解释人员给出复原剖面后才能得以证实。下面以塔西南昆

仑山前一探区为例,说明地震剖面的构造解析和平衡剖面的制作。

4.2.1 地震剖面构造特征

4.2.1.1 构造三角楔

构造三角楔的前缘为一三角形顶端,由于沿一软弱层面的插入,上盘地层被动反冲、变形,其正向滑脱面为一台阶状断面,因此造成的地层变形在构造楔前端呈三角形,地层向三角形顶点收敛,其三角形顶端的指向指示构造运动方向。在地震剖面上,同相轴的收敛区域代表一个构造三角楔的前端位置。通过这种收敛同相轴的多少,也可以推断构造楔叠合的数量。在桑株区域的地震主测线剖面上,从收敛的同相轴可以断定,该区域至少有三个以上构造楔按前裂式叠加发育,形成大规模的三角带。通过这种收敛特征,可以对各地震剖面进行轴面分析,勾画出该剖面的构造轮廓。

4.2.1.2 生长地层构造解析

该区域地震剖面上,生长地层发现有二处不同层次的钩状变形。从上面的分析可知,此钩状变形反映该区域内的构造楔,在不同活动时期内其前缘位置未叠至在同一垂直区域,即反向逆掩面存在两个以上断坡。从生长地层的变形来看,从侧面证明了该区存在三角带以及至少存在两个以上的构造楔。

任何生长地层的变形局限在活动轴面与固定轴面之间,上盘地层只有在通过固定轴面时才发生变形,因此,生长地层的变形分析有助于认识断层形态的特征。

4.2.1.3 构造特征

以下主要研究对该区域的多条地震剖面进行平衡地质剖面制作和研究。

由于地震剖面采集,受野外施工条件的限制,只有部分测线较为完整的反映了整个构造三角楔的形态外,其余地震测线只到达了构造三角楔的高点。从地震剖面上看,各地震测线基本上反映了至少三个以上构造楔的叠加与组合,整体形态无大的差别,仅在生长构造与构造楔重复的位置上稍有变化。

就整个区域而言,其构造演化主要特征为:

(1)N1a 地层沉积初期,此时变质岩推覆体已到位,该推覆体在西部的延伸。随着构造楔 1 的向前推进与插入,N1a 地层开始沉积,在 N1p－N2p 及其以上地层沉积期间,构造楔 1、2、3 以背形叠加双重构造组合形式的推进与部分插入。背形叠加双重构造造成大部分古生代地层的多次重复。

(2)喜山运动后期,源自南部的挤压,造成了现今的构造形态,此时构造活动主要表现为近地表的推覆作用,地表露头所见的背斜也是此时近地表断层传播褶皱的产物。

(3)由东往西,每条剖面基本上都有三个构造楔的侵入,在东段,构造活动稍微强烈,构造楔的数目有所增加。近地表断层在东段的地震剖面上表现明显,切割深度加大。

4.2.2 生长断层转折褶皱

当地层沿单一的台阶状断层滑动时,且同时接受上覆地层的沉积,即形成所谓的生长的断层转折褶皱。

如果在某一沉积期间,上盘地层的隆起速率与地层的沉积速率相当,处在构造高点部位基本未接受新地层的沉积,在褶皱的隆起部位及其附近形成一不整合接触面。随着挤压运动的持续,上盘地层随台阶状断层运动,已沉积的地层在断坡附近继续隆起,早期的不整合界面通

过上断坪的固定轴面时转为水平滑动，产生相对下旋，实际上是后部地层向上隆起造成的。此时的隆起高部位未接受新地层的沉积，在早期不整合界面的后陆段形成一个新的不整合界面。在其后持续的发展中，生长地层在下断坪形成一与构造运动前沉积地层的转折段平行或斜交的不整合界面。由于这个不整合界面是不同地质时期形成的。故称之为生长的不整合界面。生长的不整合界面是该推覆体的主要构造特征。

利用地质模型，分析地震剖面的构造活动，可分为两个阶段：

(1)上断坪沿 T_8 对应的膏岩层滑动，在前端向上插入至 T_6 地层内，它表明从 T_8 至 T_6 地层沉积时期，断层的上断坪在此处推覆至当时的地表(T_8～T_6 对应的地层)。

(2)在 T_6 对应地层沉积以后，断层的上断坪为沿 T_8 的膏岩层滑动，最终形成一生长的断层转折褶皱。

4.2.3 生长构造模型

生长构造模型是由两部分组合而成。其一是上部包括古生界组成的生长的断层转折褶皱；其二是下部(指生长的断层转折褶皱下盘)在上古生界内形成的双重构造体，形成时间稍晚。

在早期，推覆断层将古生界推覆至当时的地表，此时继续接受上部地层的沉积，形成一上切至地表的推覆构造，至 T_5 地层沉积时可能因上部地层的沉积负荷在前方造成的阻力影响，早期的断层转而在 T_8 地层处的膏岩层内产生水平滑动(出现上断坪)，形成一生长的断层转折褶皱。后期(约 T_3 沉积时)在上古生界内(主要为二叠系，也可能包括部分石炭系)产生双重逆掩构造，使得早期的推覆体褶皱变形。为简化起见，此模型中仅用了一条断层来综合模拟双重构造的抬升过程。

由于初期断层通至当时的地表，在最终剖面中见到 T_8 地层在褶皱前翼的错动，断层向上消失，其前梢无任何褶皱的迹象。

4.3 变速成图

4.3.1 常规作图法

通常使用的常规作图方法很多，主要有以下几种：

(1)量板法：根据纵向速度规律，制作速度量板，用量板直接从时间剖面上量取深度。这样无法实现变速成图，而且读数非常不方便，当对速度稍加调整或校正时，以上工作需要重新开始。

(2)叠偏剖面法：用叠偏剖面作图，它仅能解决偏移问题，最后还要作时深转换。其优点是从时间剖面上，可以较真实地反映界面的构造形态，但在用二维偏移时也会造成误差，即剖面不闭合。

(3)人工 T_0 图空校法：这种方法理论依据比较严谨，解决了从常速到变速的问题。但人工空校工作量特别大，读数误差也较大；同时，由于纵向速度曲线的复杂性，而人工空校只能用简单的纵向速度规律，去拟合实际速度规律也存在较大误差。

(4)分区空校法：若用小区块单层资料建立速度场，由于速度资料不结合其它资料综合分析，仅根据叠加速度得出，使得误差大；并且每次作图都要建立速度场，断层问题无法解决，效率和精度都存在问题，由此得出的地质图件不能保证各区块间的拼接，上下层之间也很容易产生矛盾。

所以常规作图法都存在一定的缺陷。主要包括：常规作图法通常用统一速度，把整个探区的速度综合成一个速度规律，所作的构造图的形态和 T_0 图的形态相似，局部构造位置和圈闭面积也基本一致；不能利用速度规律反映构造形态、地质岩性和演化历史等。

4.3.2 变速空校法

对 T_0 图上的每一点，可求出反射界面的时间倾角，包括此界面以上所有主要界面的时间倾角；再从速度场中求出此点的纵向速度规律。根据地震波在一定速度介质中的透射、反射原理，就可以求出 T_0 图上每一个点相应偏移后的地下实际反射点空间位置，即平面坐标和深度值。每一个点的纵向速度规律可以运用数学函数表示的连续介质，也可以是层状介质等。一般对复杂的纵向速度规律，可在同一个点采用分段，多种模型相结合的办法。

对于变速空校的基准面，不能简单地利用 CMP 参考面，它是一个时间域的面，受充填速度和静校正量的影响。虽然它是速度谱的起始线，反射时间和速度不受静校正量低频分量的影响，但受静校正量高频分量的影响。所以，变速空校的起始点应是以近地表圆滑的浮动基准面作为基础，同时此面与高速层顶层面之间的速度应是实际的低速层速度，只有这样才能保证它既是速度谱的零线，也是变速空校深度的零线。

目前采用的变速空校方法主要有以下几种。

4.3.2.1 等效直射线空校法

这一方法和常规的直射线空校法不同，关键在于该方法在偏移归位和时深转换时采用了不同的速度。

前面已经谈到在层状介质的情况下，CMP 上反射波同相轴可以用理论时距曲线很好地拟合。同样，对于时间剖面上的绕射波来说，也可以用理论时距曲线来拟合。

在自激自收情况下(图 4－3－1)，地面上 O 点接收到反射界面上 P 点的反射波。它的时间 T 和 O 点的绕射波时间相同。自激自收情况下 P 点的绕射波时距曲线完全同于水平界面反射波的 CMP 时距曲线，可以用理论时距曲线方程式来表达。即

$$t_0^2(x) = t_{0h}^2 + \frac{4x^2}{v_E^2} \quad (4-3-1)$$

式中的 v_E 是均方根速度，或反射界面为水平时的叠加速度。上式是用理论时距曲线来表达绕射波的时间、距离和均方根速度的关系，它没有深度的概念。根据上式可以得到

$$x = \frac{1}{4} t_0 v_E^2 \frac{\mathrm{d}t_0}{\mathrm{d}x} \quad (4-3-2)$$

$$t_{0h} = \sqrt{t_0^2 - \frac{4x^2}{v_E^2}} \quad (4-3-3)$$

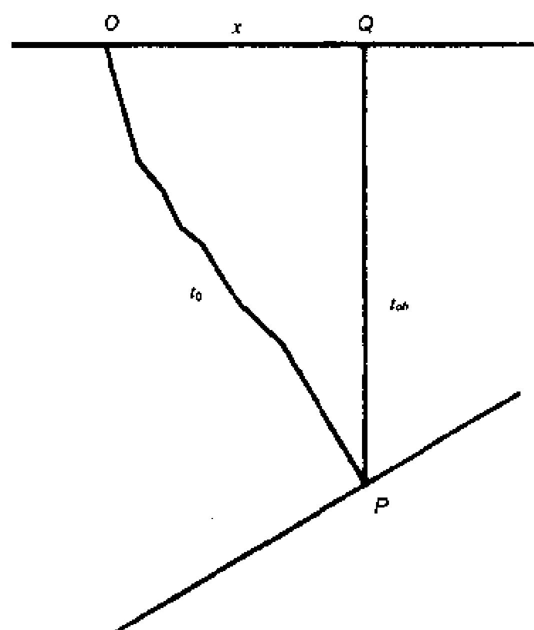


图 4－3－1 非均匀介质自激自收反射波射线示意图

式中，x 为偏移距；t_{0h} 为偏移后的反射点垂直时间零线的时间；$\mathrm{d}t_0/\mathrm{d}x$ 是反射 t_0 值随距离的变化率，可从等 T_0 图上或时间剖面上求得。

偏移后的深度 H 为

$$H = \frac{t_{0h}}{2} v_a \qquad (4-3-4)$$

式中，v_a 为这点对应于 t_{0h} 的平均速度。

这种方法简便，其精度高于常规的直线法，可适用于大多数地区的构造成图工作。其关键是要建立好均方根速度场和平均速度场。

4.3.2.2 曲射线法

当地下介质符合连续介质的规律，即地震波在介质中的传播速度 $v(z)$ 符合下列公式

$$v(z) = v_0(1+\beta z)^{\frac{1}{n}} \qquad (4-3-5)$$

可用曲射线法进行空间归位。

在这方面我们所用的原理和方法与传统方法基本相同。主要是在不同参数 n 的情况下，并且充分利用所建立的速度场，计算出 v_0、β 平面变化图，从而实现变速空校。

4.3.2.3 射线追踪法

射线追踪法的基本原理是根据地震时间剖面上反射波的 T_0 时间、时间斜率和速度模型，从上到下一层一层地确定其反射界面的位置。这种方法用于多层反射，尤其是用于深层反射的构造成图，必须确定其上覆各反射层的位置，实现起来比较麻烦。

一般情况下地下介质按其速度规律可以大致分为上、下明显不同的两段。其中每一段可以用以上介绍的方法分段校正。这里主要介绍上覆介质为连续介质，下面为近似均匀介质的归位方法。

一般上、下分界面在新老地层交界处，其上面的介质可以认为是连续介质，即速度随深度变化符合公式(4-3-5)的规律，下面介质可用直射线法归位。这时射线追踪法只需在这两层介质中进行。

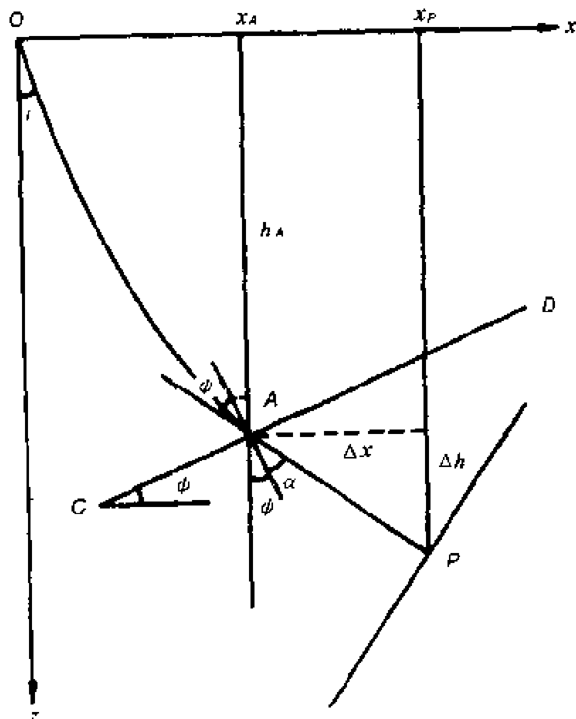


图4-3-2 射线追踪法归位示意图

如图4-3-2所示，对老地层反射界面上的 P 点反射，可以根据这一反射界面在 T_0 图上或时间剖面上的斜率求出自激自收时射线在地表的出射角。这时就可以根据所给出的连续介质的参数求出射线在上面介质中传遍的路径。当上面表达式中 n 为1时，射线为一圆弧。根据射线路径和所给出的上下两部分的分界面(如图中的 CD)可求出它们的交点 A，并可求出射线在界面上的入射角 i 和透射角 α，进而求出下面介质中射线和铅垂线之间的夹角 $\varphi=\alpha+\varphi$，φ 是分界面的倾角。确定了交点 A 就可以计算出射线在上面介质中传播的时间 t_1、A 点的深度 h_A 和偏移距 x_A。设 P 点的反射时间为 t_0，那么在下面介质中波的传播时间 t_2 为

$$t_2 = 1/2 t_0 - t_1$$

根据下面介质的速度，用直射线法可求出 P 点的位置，即求出在这一介质中的偏移距 Δx 和铅垂深度 Δh，最终的偏移距为

$$Ox_p = Ox_A + \Delta x$$

偏移后的深度为

$$H = h_A + \Delta h$$

4.3.3 变速成图法

为了对探区内每一个不同的点，使用相应的速度资料去成图，则形成了变速成图方法。变速成图和统一速度成图比较，其构造形态、圈闭面积、幅度都会有所改变，甚至会使右图上原有的构造消失，原来没有的构造出现等。同时速度规律又与构造形态、地质岩性、演化历史等都有一定的内在联系，彼此可以相互对照，互相补充；通过对它们的综合分析，可以得到更多更可靠的速度和地质信息。

4.3.3.1 叠偏剖面成图法

对于三维勘探都是用偏移后的数据作图，方法简单。这里主要介绍二维勘探时如何用偏移剖面作图。

由于偏移剖面上断层、断块和其他地质现象较水平剖面更清楚。直接用二维偏移剖面作图一直是解释员感兴趣的问题。解决二维偏移剖面作图的关键是如何解决交点闭合和实现三维归位的问题。

三维归位

通过计算表明，地下反射界面上某一点的三维偏移量可分解为正交的两测线上各自的偏移量，如图 4－3－3 所示。设反射点 O 三维偏移后的位置为 O'，它在 x 和 y 方向的投影正好是在两个方向上的二维偏移位置。二维偏移剖面已经完成了一个方向的偏移，只要在另一个方向上再做一次偏移即可。这和目前三维处理中的两步法偏移道理相同。在作图时只能使用某一方向的二维剖面。

交点闭合

一般二维偏移剖面在交点不能闭合，而水平叠加剖面能闭合。因此要解决闭合问题还得借助水平叠加剖面。通过计算，可以得到偏移剖面上的同相轴在相应的水平叠加剖面上的位置。一般这一工作都是由计算机或已建好的数表来完成。因此在实际工作中，当选定用某一方向的二维偏移剖面作图时，另一方向可用水平叠加剖面与其闭合。闭合时应把偏移剖面上的反射 T_0 值换算为水平叠加剖面上的 T_0 值。当然也可以两个方向都用偏移剖面，只是增加了一次 T_0 值的转换。这种方法看似繁琐，实际操作起来并不复杂，一般根据波组特征，在一个断块中有几个闭合控制点即可。

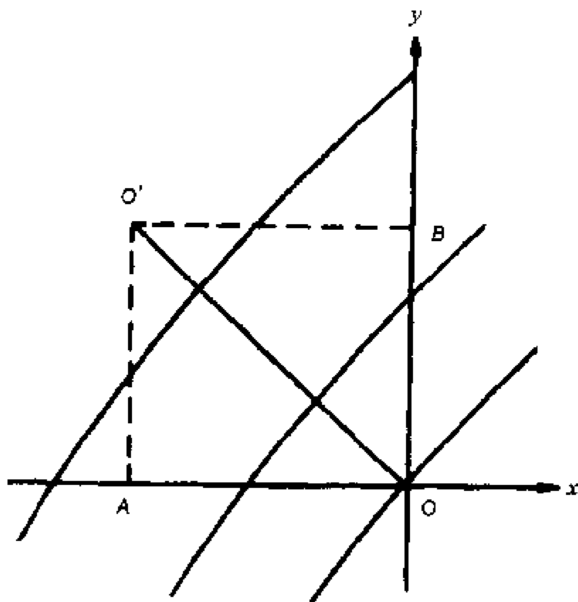


图 4－3－3 三维偏移与二维偏移分量关系图

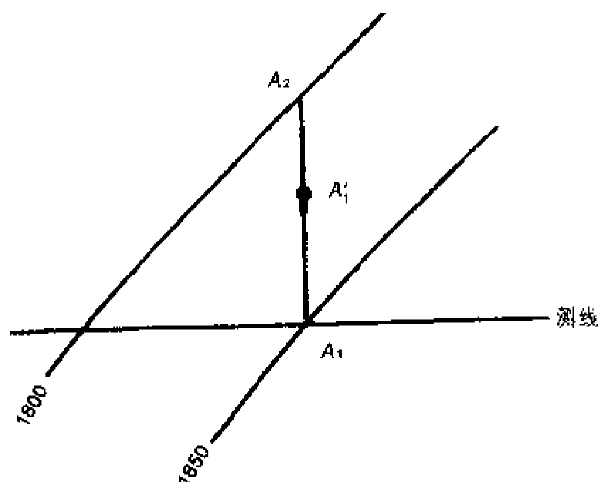


图 4－3－4　对二维偏移剖面进行三维归位示意图

归纳起来用二维偏移剖面直接作图的步骤如下：(1)对比解释好某一个方向的二维偏移剖面，一般采用和构造走向基本垂直的主测线；(2)和联络测线闭合，确保所对比的层位为同一反射层；(3)用闭合后的主测线偏移剖面上的数据，参考联络测线上的形态绘制等 T_0 图；(4)进行重复主测线上的空校，即在垂直测线方向上取等 T_0 图的时间倾角来计算在这个方向向上倾方向的偏移距和偏移后的深度，如图 4－3－4 所示，A_1 点的偏移应根据这点处等 T_0 线在垂直主测线方向上的距离 A_1A_2 来计算 A_1 点偏移后的位置 A_{11} 和偏移后的深度；(5)根据空校后的数据绘制构造图。

如有必要还可以用联络测线的偏移剖面作图。然后对这两个方向上的构造图进行对照和补充修改。

成图准则

采用偏移剖面进行时深转换后所得深度剖面取数绘图时，深度剖面往往受偏移剖面的成像情况和时深转换时的速度的影响较大，因而需对每一条成图剖面作检查或调整，主要准则为：(1)地震层位、断层与钻井层位、断点是否一致；(2)地震剖面是否与地面地质图的层位、产状相符合；(3)时间厚度、钻井厚度和层速度三者之间的转换是否统一；(4)用深度剖面作模型正演后，是否与水平叠加剖面的反射特征相一致。

4.3.3.2　倾斜地表空校法

对于偏移归位来说，一般要求剖面的基准面是水平的，且偏移原点应在地表。对于地表高差较大的地区这是一个矛盾。为了解决这一问题，提出了一种简单易行的方法，即地表空校法。为了对比，首先介绍几种常用方法。

高程静校正方法

这种方法是在地表和水平基准面之间填充或剥一个常速介质，用静校正的方法校正到一个水平基准面上，这种校正是假设射线是垂直传播的(图 4－3－5)。这样就等于把绕射波时距曲线向下平移(图 4－3－6)。时移后的曲线无法用时移后 T_0 处的任何速度的绕射波时距曲线来表示，这样就很难使绕射波很好的归位。所以这种方法在水平基准面和地表高差较大时将得不到正确的结果。如果地表和水平基准面高差较小，可以得到近似的结果，并且高差越小越精确。因此，这种方法的使用是有条件的，当地表高差较大时不宜使用。

波动方程波场延拓法

这种方法较精确，它是通过波场外推的方法把地表激发的波场延拓到一个水平基准面上。延拓后的数据就相当于在水平基准面上采集的数据。延拓后的绕射波也符合那一 T_0 时间的绕射波时距曲线(图 4－3－7 和图 4－3－8)。因此这种方法能得到好的偏移效果。

零速层法

这种方法的基本思路是，首先在近地表浮动基准面上叠加，然后用一个给定的速度(如 2000m/s)校正到一个高于地表的水平基准面上。这和上面所提到的静校正方法相同。在偏移时从水平基准面开始，但在水平基准面和地表之间所用的偏移速度为零。这样既保证了偏

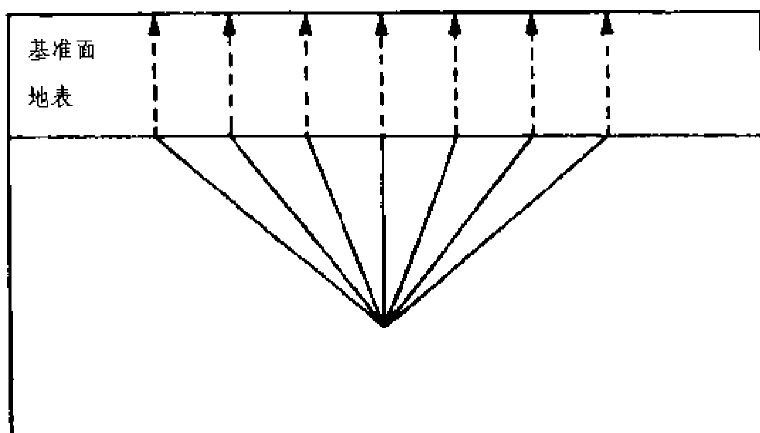


图4－3－5　静校正时移示意图

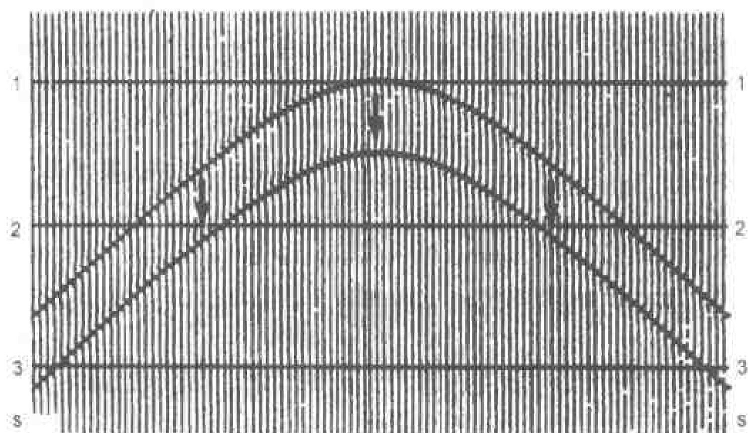


图4－3－6　静校正时移后的时距曲线

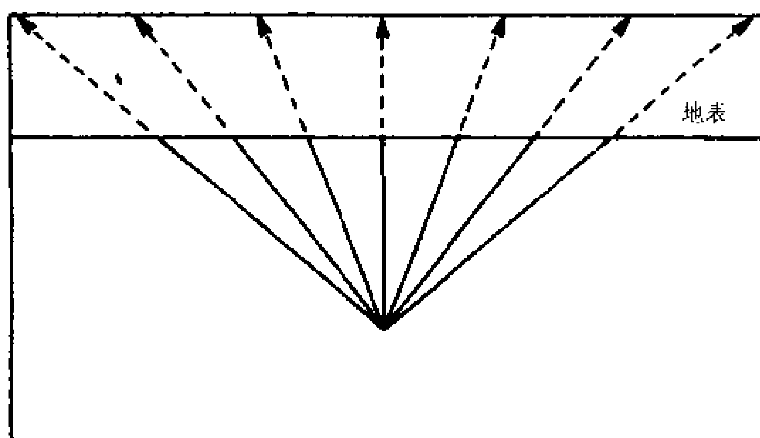


图4－3－7　波场延拓示意图

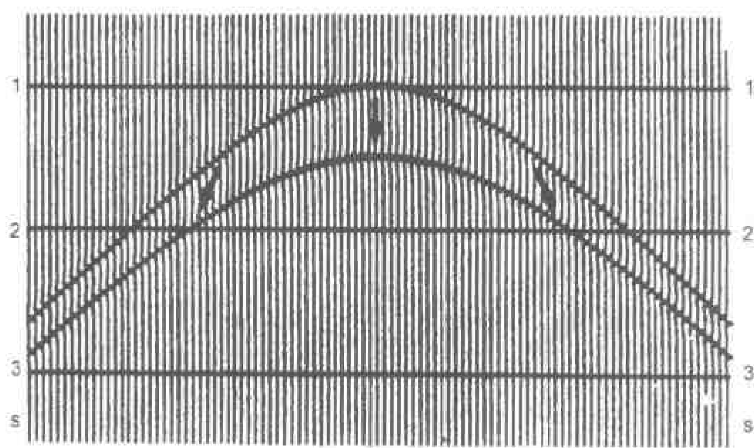


图 4－3－8 波场延拓后的时距曲线

移基准面是水平的，又保证了偏移是从地表开始。似乎合理，但也存在一些问题。

首先很难确定合适的填充速度，不同的填充速度直接影响校正后的反射波同相轴的时间倾角，进而影响偏移位置。

另外，无论是哪种偏移方法，都应使绕射波收敛于一点。但是当地表为斜面时，把以地表为零线的绕射波校正到水平基准面时已不再是双曲线形状。填充速度校正到水平基准面上的绕射波曲线，已不符合绕射波时距曲线，绕射波偏移后也没有很好归位。因此这种方法还存在问题，它也只能在地表和水平基准面高差不大时得到近似的结果。

所以，填充速度对剖面和构造形态有较大影响。当高速层顶界面较稳定，其起伏波长远大于最大炮检距时，其填充速度误差带来的基准面与高速层顶界面之间的静校正量误差为低频分量，对剖面和构造基本无影响；如果高速层顶界面为高频起伏，这时填充速度误差带来的基准面与高速层顶界面之间的静校正量误差为高频分量，对剖面和构造造成影响很大。

地表空校法

通过对现有方法中存在的问题的分析，提出一种简单且能保证精度的偏移归位方法和构造成图方法，即地表空校法。

这种方法在理论上摆脱了偏移基准面必须是水平基准面的限制。把地表看作参考面，无论平斜都垂直这个面来观测地下情况，这样对处理和解释来说就没有什么不同。用参考面作偏移零线的效果较好，绕射波也能得到很好的收敛。

在实际资料处理中，如果地表高差较大，用近地表参考面作零线的偏移剖面也见到了较好的效果。

按这种方法所作的构造图是垂直参考面观测的构造图。最后必须把它转换为以某一水平面为基准面的铅垂深度构造图。实现这一转换的方法就叫“地表空校法”。具体步骤如下：

(1)选好近地表参考面，最好是一个斜面，如有起伏，缓变的起伏波长应大于两个采集排列，幅度应尽量小；

(2)以此参考面为计算静校正量的基准面，并把它作为处理中叠加剖面的零线；

(3)用此参考面为零线的剖面做偏移，参考面也是偏移剖面的零线，这时偏移剖面上的构造形态应是垂直参考面向下观测的形态；

(4)用以上所得的叠加剖面或偏移剖面做构造图，构造图也是以参考面为零线，并且是垂直参考面向下观测的构造图(以上步骤和常规处理、解释没有任何区别，只是这些步骤都在参

考面为零线的基础上进行的)；

(5)把以参考面为零线的构造图通过地表空校的方法转换为以某一海拔平面为基准面的铅垂深度构造图。

如图4-3-9,在以参考面为零线的构造图上,某一点 A 的深度为 h,它在参考面 O 点下方。设 O 点处参考面的倾角为 θ,则 A 点的铅垂位置应向地表上倾方向偏移 x 距离,即

$$x = h\sin\theta \qquad (4-3-6)$$

如果参考面为一斜面,A 点到参考面的铅垂深度 h_1 应为

$$h_1 = AB = \frac{h}{\cos\theta} \qquad (4-3-7)$$

如果参考面为一曲面,A 点到参考面的铅垂深度 h_2 应为

$$h_2 = AP = h\cos\theta + \Delta h \qquad (4-3-8)$$

式中,Δh 可从参考面图上求得。

得到各点到参考面的铅垂深度后再校正到某一海拔平面上,然后绘制构造图,就可得到正确偏移归位的构造图。

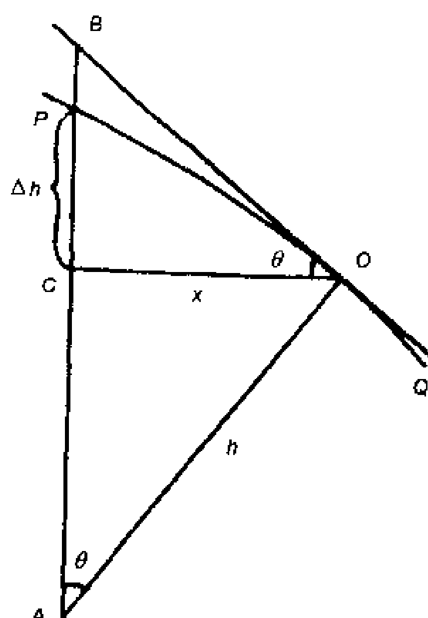


图4-3-9 地表空校原理示意图

地表空校只与参考面的形态和构造图上各点深度有关,偏移方向都是向参考面的上倾方向。如果参考面是一斜面,问题就更简单。以参考面为零线的构造图上,每一等深线向参考面上倾方向偏移的距离都相等,且偏移后到参考面的铅垂深度也相同。

所以,变速成图消除了速度横向变化差异所造成的深度误差,使地质构造更加合理。图4-3-10至图4-3-14是一个变速成图的实例。由于深浅层速度规律不同,可造成不同的结果:浅层的速度是南高北低的单向变化,浅层变速成图使构造北翼倾角变小,构造更趋对称,背斜的幅度、面积都有增加;深层的速度是顶部速度低两翼速度高,变速成图的结果使构造幅度

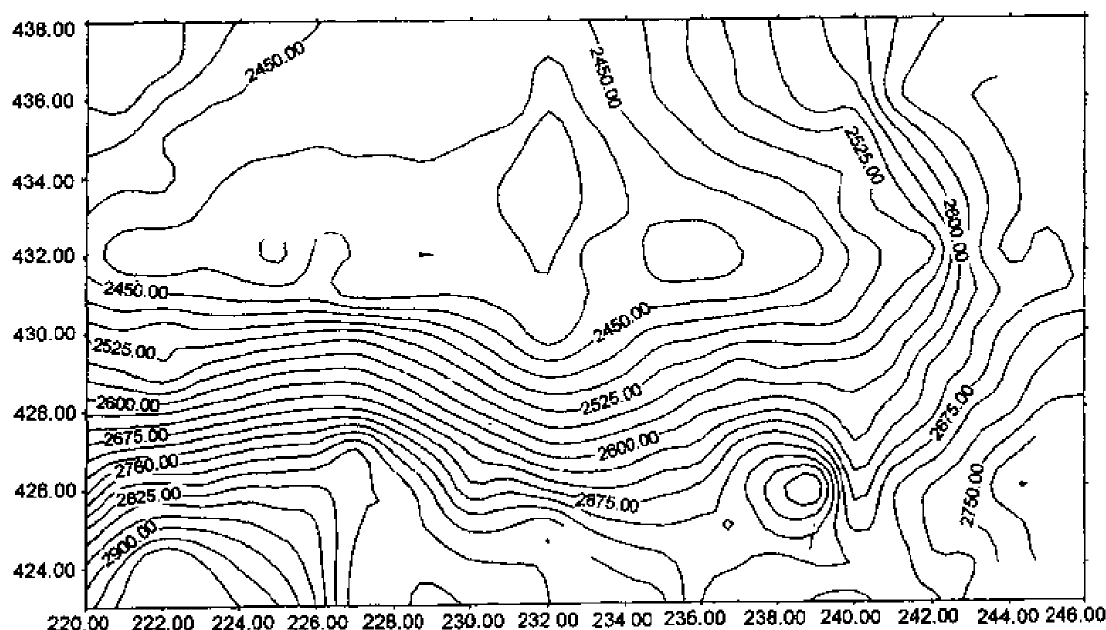


图4-3 10 浮动基准面等 T_0 图

(等值线单位:ms)

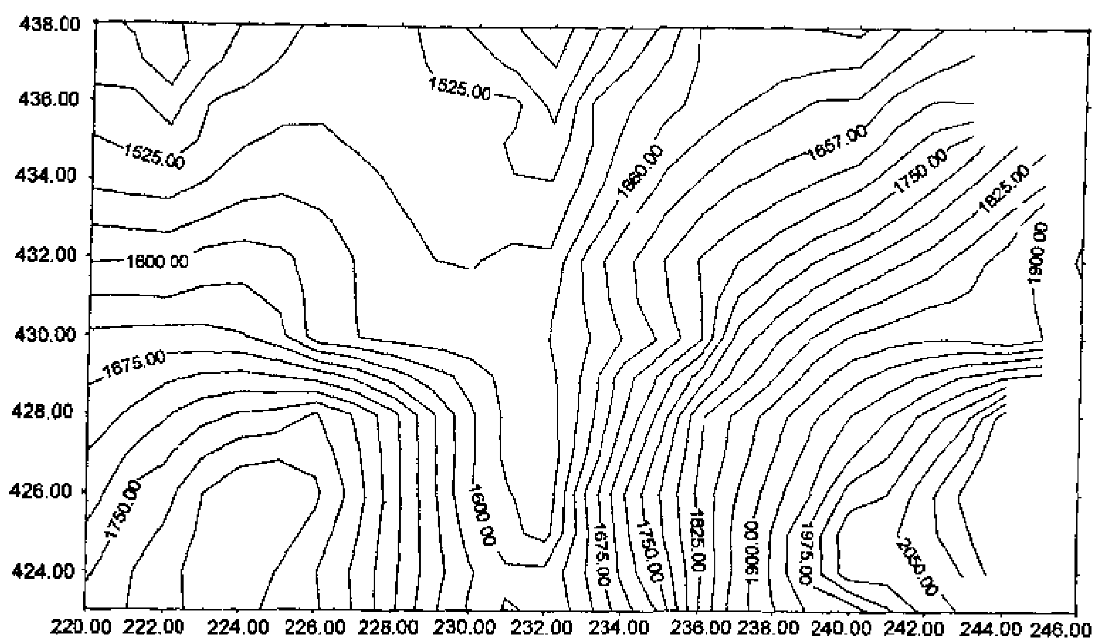


图 4－3－11 浮动基准面高程图

(等值线单位:ms)

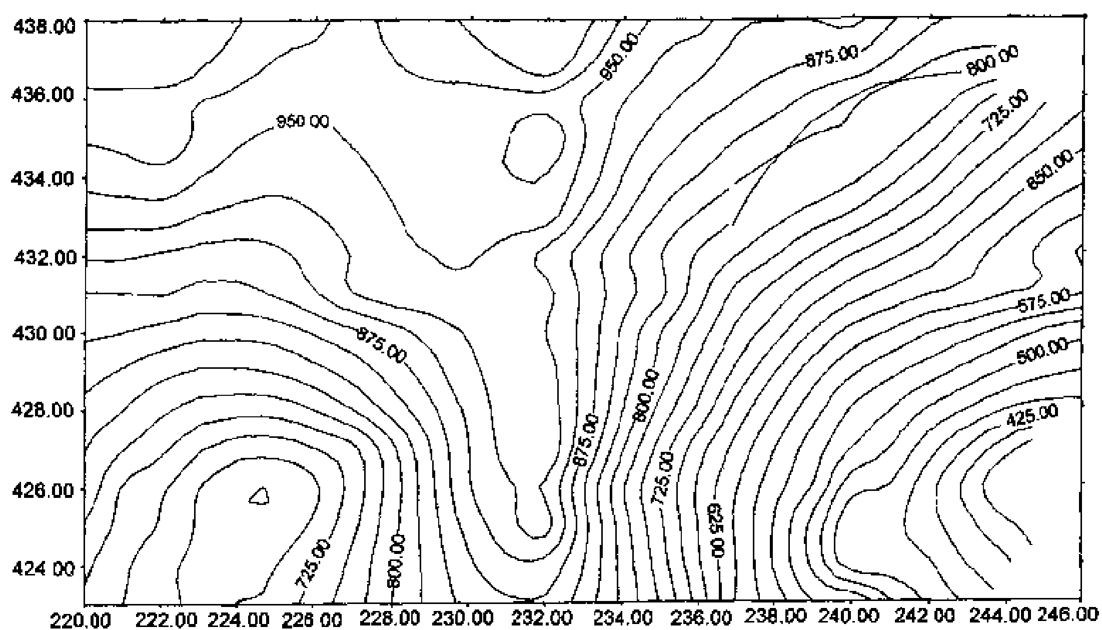


图 4－3－12 充填厚度图

(等值线单位:ms)

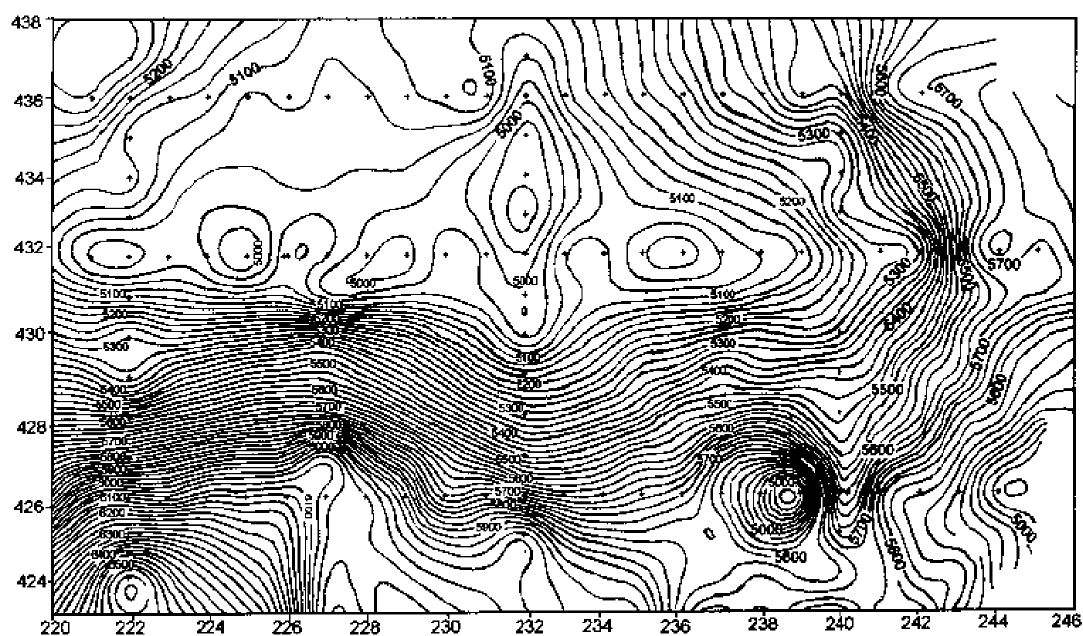


图 4－3－13　浮动基准面构造图
（等值线单位：m）

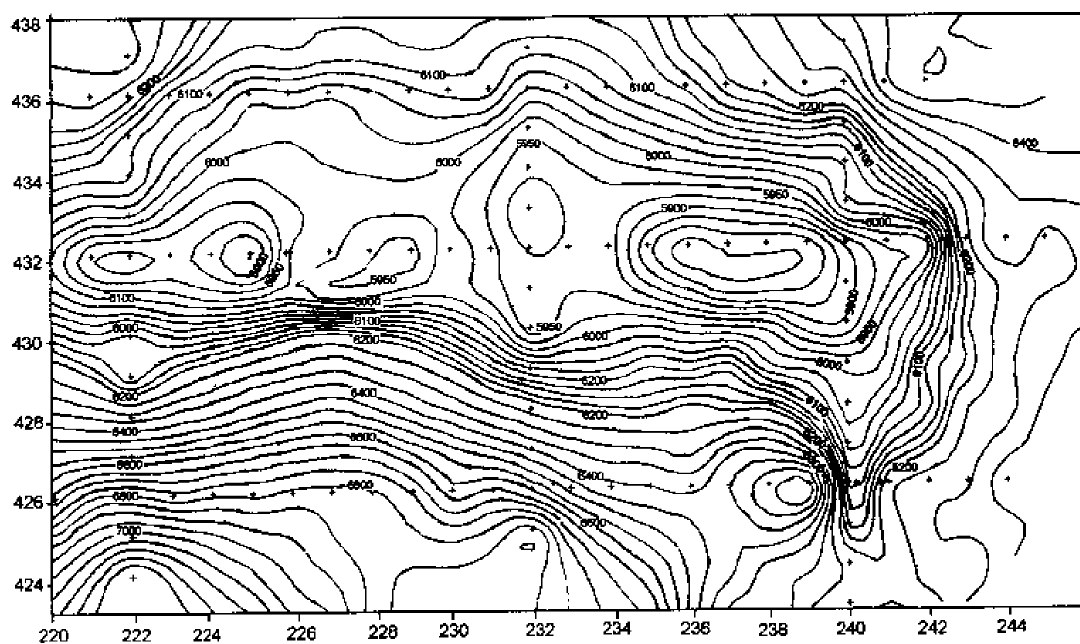


图 4－3－14　统一基准面构造图
（等值线单位：m）

增大、埋深变浅、面积有所增加，构造形态基本一致。

一般来说，只要是正常的反射波形成的连续协调的同相轴，相应的反射界面一定是连续协调的。由于所用速度比较合理，偏移方法得当，得到的构造图是准确可靠的。

4.4 压力预测

用地震速度预测地层压力是近年来提出的一种新方法。油气层的压力是油气层能量的反映，是推动油气在油层流动的动力。因此，在油气的勘探开发中，这项工作已得到了较为广泛的应用，在我国的许多地区都进行了具体的实践，并取得了明显的效果。

首先，在油气田勘探中，研究油气层压力特别是油气层异常压力的分布，十分必要预测和控制油气层压力：通常它能够在钻井前，为井深结构的设计和泥浆比重的合理使用提供重要的参考资料，达到既不发生井喷，又不压死油气层段的目的；不仅可以保证安全快速地钻进，而且可以正确地设计泥浆比重和工程套管程序；同时也可以帮助选择钻井设备类型和有效安全正确的完井方法等，这些都直接关系到钻井的成功率和油气田的勘探速度等问题。其次，在油气田开发过程中，准确的压力预测以及认真而系统的油气层压力分布规律的研究，根据高压异常的位置，分析产生高压异常的原因，确定可能的油气层段；不仅可以帮助我们认识和发现新的油气层，而且对于了解地下油气层能量、控制油气层压力的变化，并合理地利用油气层能量最大限度地采出地下油气均具有十分重要的意义。

对于异常地层压力，这里主要指异常高压或超压地层，一般表现为高孔隙率、低密度、低速度、低电阻率等特点，因此，反映这些特点的各种地球物理方法均可用于检测地层压力。但是，由于各种测井方法均为钻井之后，这就使得在初探区内利用地震方法进行钻前预测显得尤为重要。同时，地震地层压力预测还可以提供较测井方法更为丰富的空间压力分布信息。

利用地震资料进行地层压力预测，主要是利用了超压或欠压层的速度特点，因为在正常情况下，速度随深度的增加而增加，当出现超压或欠压带时，将出现层速度的变化。因此，取准层速度资料是预测地层压力的关键，而选择合适的地层压力预测方法是一个十分重要的环节。

目前，地震地层压力预测的方法很多，但总体而言，大致可分为图解法和公式计算法两大类。图解法是最为直观和简便的方法，它通常分为等效深度法、量板法、比值法或差值法等。公式计算法是在一定假设条件下利用所得到的各种经验公式类，定量估算初探区的地层压力的方法，它主要有压实平衡方程法、等效深度公式计算法、Eaton 法、Fillippone 法、Stone 法和 Martinez 法等。根据山地地震探区面积大、勘探程度低、钻井少而分散的特点，下面仅对利用层速度直接预测地层压力 Fillippone 法进行讨论。

4.4.1 计算公式

Fillippone 法计算公式为

$$F_{\mathrm{mpr}} = \frac{v_{\max} - v_{\mathrm{int}}}{v_{\max} - v_{\min}} F_{0\mathrm{v}}$$

$$F_{0\mathrm{v}} = D_{\mathrm{s}} H C$$

$$D_{\mathrm{rf}} = \frac{F_{\mathrm{mpr}}}{H} \tag{4-4-1}$$

式中，F_{mpr}为预测层的地层压力(kg/cm^2)；v_{max}为有效孔隙率接近于零的地层速度，近似于基质速度(m/s)；v_{min}为刚性接近于零的地层速度，近似于孔隙流体速度(m/s)；v_{int}为预测地层的层速度(m/s)；F_{0v}为上覆地层的压力(kg/cm^2)；D_s 为上覆地层的平均体密度(g/cm^3)；H 为预测地层的深度(m)；C 为静水压力梯度(kg/cm^2·m)；D_{rf}为预测地层的泥浆比重(g/cm^3)。

4.4.2 各项参数求取

根据经验公式

$$v_{max} = 1.4v_0 + 3KT$$

$$v_{min} = 0.7v_0 + 0.5KT \qquad (4-4-2)$$

式中，v_0 为预测地层上下层面均方根速度的截距；K 为上丁层面均方根速度线性变化的斜率。

可以从速度谱上读出上下层面的均方根速度值以后，即可按下述公式求得 v_{max}和 v_{min}：

$$K = \frac{v_2 - v_1}{T_2 - T_1}$$

$$v_0 = v_2 - \frac{v_2 - v_1}{T_2 - T_1}T_2 = v_2 - KT_2 \qquad (4-4-3)$$

式中，T_1、T_2 为预测地层顶界和底界的反射时间；v_1、v_2 为对应的均方根速度。

$$D_s = 0.31v^{\frac{1}{4}} \qquad (4-4-4)$$

式中，v 为预测地层以上的平均速度。

4.4.3 精度分析

从上面的各个公式可以看出，选择高质量的速度谱，保证地震速度的真实性，是保证预测精度的关键。同时，合理选择可变参数 C(静水压力梯度)的大小，也是提高预测精度的重要手段。因此，在实际应用时，应重点做好这两方面的工作。

4.4.3.1 速度谱拾取

为了保证预测地层地震速度的真实性，主要采取以下手段来拾取地震速度。采用反射层能量团的拾取办法，既保证了真实部分的保留，又不过分离散，并尽可能靠近速度趋势线进行拾取；在各反射层能量团之间进行线性插值，插值间隔根据需要，可以任意选取，例如可用100ms的间隔进行插值；每个预测点采用多个相邻的CDP点，或者与之相交测线相邻的速度谱，在插值以后，进行相同 T_0 时间的速度平均。从而消除由于单张速度谱所造成的偶然假像。通过以上措施，就基本保证了预测地层点的地震速度是比较真实的。

4.4.3.2 参数 C 求取和对预测精度影响

从公式(4－4－1)可看出，除参数 C(静水压力梯度)以外，其它各项参数都直接受地震速度的控制。但是，对于每一个压力预测地层来说，其地震速度是客观存在的，其有不可改变的特点。因此，合理选择可变参数 C 的大小，对于提高压力预测的精度，将是十分重要的。通常，主要从以下两条途径来选择 C 值的大小。

(1)用实测地层压力反算 C 值。

通过已有作过地层压力测井的资料，对各井的实测压力，通过线性回归的方法，拟合出实测压力同深度的线性关系，以便于得到不同深度 H_i 所对应的实测压力 p_i，也可以用内插的方法求出对应的实测压力 p_i。然后由下式计算出静水压力梯度 C_i。

$$p_i = b_0 + b_1 H_i$$

$$C_i = p_i \frac{v_{max} - v_{min}}{v_{max} - v_{int}(i)} D_s(i) H_i \qquad (4-4-5)$$

式中，$i=1、2、3、\cdots,n$；$b_0、b_1$ 分别为直线方程(4－4－5)的截距和斜率，可由下式求得

$$b_1 = \frac{\sum p_{0i} H_{0i} - n p_{p_0} H_{H_0}}{\sum H_{0i}^2 - n H_{0i}^2}$$

$$b_0 = p_{p_0} - b_1 H_{H_0} \qquad (4-4-6)$$

式中，$p_0、H_0$ 分别为实测压力和对应深度；$p_{p_0}、H_{H_0}$ 分别为实测压力和对应深度的平均值。

最后，用 C_i 的平均值作为压力预测的 C 值

$$C = \frac{1}{n} \sum C_i \qquad (4-4-7)$$

根据这种方法，可计算出各个井的井水压力梯度。并将它们分别通过该井的井旁速度谱进行预测。得出各井的预测压力与压力测井的实测数值的关系。用这种方法预测的地层压力，可以达到比较高的精度。说明用地震层速度直接预测地层压力的方法，在山地探区是比较适宜的。

(2)根据参数 C 含义近似确定 C 值。

参数 C 的含义是静水压力梯度。大家都知道，静水压力梯度的计算公式是

$$C_w = \frac{d_w}{10} \qquad (4-4-8)$$

式中，C_w 为静水压力梯度；d_w 为地层水的比重，各地区由于地层水矿化度不同而略有差异，一般为 $1.0 \sim 1.05 g/cm^3$。

按此含义，C 值的大小应该选择在 $0.10 \sim 0.105 g/cm^2 \cdot m$ 的范围。由于用回归方法求得的 C 值一般都低于这一数值，因此，可选择低限 0.10 进行预测。

4.4.4 地层压力预测缺陷

综上所述，从理论上讲，地震地层压力预测方法可以用来描述纵、横向地层压力的分布特征。但目前压力预测方法由于未考虑密度变化对压力的影响，加之地震本身速度估算的误差，使得这些方法不可避免地具有多解性和近似性。因此，从实际应用效果来看，目前地震地层压力预测方法还只适用于超压层的预测，而且主要是压实成因的一类。就预测结果的精度而言，地震方法对超压层的定性判别基本上是可信的，而对于地层压力以及超压层埋深的定量估算结果还不足以作为钻井工程设计的唯一依据，只能作为一种参考。此外，地震地层压力预测还不足以揭示地层压力的横向分布特征。目前地震地层压力预测方法普遍存在如下缺陷：

(1)地震地层压力预测的理论依据不完善。因为形成超压层的原因是多方面的，除压实成因外，水热增压作用、构造作用、蒙脱石脱水作用等均会形成超压层，而现有的各种压力预测方

法均是以压实概念为基础的,其对于非压实成因的超压层的预测是不适用的。

(2)导致低速异常的成因不唯一。目前超压层的预测主要利用了超压层具有低速异常的特点。然而低速异常并非超压层所特有。在沉积剖面中,影响速度的因素是多方面的,以砂岩为例,局部的低速异常可能是烃类聚集的标志;也可能是欠压实的反映;它也可能暗示着泥质含量的增高或空隙的良好发育等。在所有这些可能中,某些可能是互相依存的,而另一些可能是互相排斥的,如泥岩含量增高与欠压实。所以,决定了地震地层压力具有多解性和近似性。

(3)压力预测方法本身具有经验局限性和近似性。因为现有的各种压力预测方法大多是建立在一定的经验假设条件下,因此它具有明显的区域局限性,在一地区使用效果较好的方法在其他区块应用时,效果未必令人满意。

(4)地震速度估算精度的有限性。尽管地震勘探技术本身的精度较过去有了很大的提高,但地震速度分析结果仍然具有一定的误差。特别是对于深层,由于受地震垂向分辨率的限制,速度估算的精度是有限的,这种地震速度本身所固有的误差,必然会对地层压力预测造成一定的影响。

4.4.5 地层压力预测的改进

正是由于地震地层压力预测具有上述诸方面的缺陷,才有多解性和近似性的存在。因此,在实际的压力预测中,首先应当克服多解性,其次才是精度的改善。只有在消除了多解性的基础上提高精度才是有意义的。为了克服多解性,关键要获得大套岩性信息。未来提高压力预测的精度需在以下几个方面努力:

(1)由于受地震分辨率的限制,薄地层所产生的压力异常,很难反应出来,它反应的只是某一层段的压力异常。只有提高地震资料的分辨率,才能提高地震速度估算的精度,获得较可靠的地震速度资料。

(2)合理地选择压力预测的方法。不同的地区,地质背景不同,因而在压力预测方法的选择时,应根据工区的地质特点来选择。例如上述讨论的方法,它是利用速度谱资料,通过一系列的经验公式计算出地层压力和泥浆比重,其方法简单,而且不需要很多的钻井资料,从而避免了预测方法受钻井资料的限制。

(3)提高压力预测中各中间环节的精度,如准确的正常压实趋势线的制作,准确的上覆地层压力的计算等。预测精度不仅与地震速度谱的质量和参数的合理选择有关,而且受到上述各经验公式是否适应该区的具体情况的影响。必要时可根据工区的实际情况对所用方法作适当的修正。

(4)改进地震地层压力预测方法。从根本上改进地震地层压力方法本身才是提高预测精度的唯一的有效途径。前三个方面的改进,只能使问题得以缓解,而不会使预测精度有明显的改善。要寻求一种简便快速准确而又普遍适用的压力预测方法,还需要在今后的工作中不断深入研究和认真探索。

在地震地层压力预测方法的研究方面,应当着眼于能够解释地层压力纵、横向分布特征的方法研究。例如 Martinez 所提出的迭代模拟法,虽然仍未超出经验的局限性,但由于在压力预测过程中,充分考虑了速度和密度对地层压力的影响,提高了压力预测的精度,而且可以实现地层压力的连续显示剖面,有助于压力纵、横向分布特征的分析研究,是一种有希望的理想预测方法。随着地层压力预测精度的提高和预测方法的不断改进,高精度的地层压力预测必将在未来的油藏工程中得到广泛应用。

4.5 地震资料处理解释一体化

针对高陡构造的独特的地质特点，在充分借鉴所取得成功经验的基础上，进行深入的探索和研究，逐步形成山地地震资料处理解释一体化的一套较为成熟的技术方法。

解释系统的广泛应用，为山地地震勘探复杂构造区地震资料的精细解释提供了可能。目前加载到解释系统上的地震资料大都是叠偏后的成果带，它是大型计算机使用同一流程、同一套参数批量处理出来的。而复杂构造带的地层和岩性横向变化剧烈，根据地质解释的任务和目的，不同的构造部位对处理精度有不同的侧重。因此，这种批量处理的成果资料难以满足精细解释的需要。

为此，目前将一些处理模块移植到解释系统上，实现解释、处理一体化或交互进行，可解决上面的问题，同时这也是地震技术发展的一个方向。较先进的解释系统上都配备一定的处理模块，例如：提高信噪比和分辨率、偏移、AVO分析及岩性模拟等各种功能的处理模块。可以根据地质任务的要求或解释目标的需要，调用相关处理模块，并可反复进行，能方便有效地进行复杂构造的解释。

解释和处理结合是目前物探技术发展的趋势。在速度分析和层位标定的基础上对剖面进行分析对比，建立相应模型；利用正反演模型模拟和平衡剖面技术，对资料进行综合，求取最合理的解释方案，以提高构造解释的准确性；处理解释员有目的地进行资料处理，可以从以下几方面得到更多有用的信息，真正作到地震资料处理解释一体化。

4.5.1 叠后处理改善资料品质

在地震资料解释过程中，通常遇到不同年度施工、不同处理流程的资料，其信噪比、反射振幅和频带宽度都不同，有的波形一致性较差，二维剖面往往存在交点闭合差。这些都可以在解释时利用解释系统的处理功能进行目标处理来解决。

在探区内对资料进行目标处理，处理后的资料横向能量均匀，信噪比明显提高、小断层清楚、波形一致。能够确定平点位置和强振幅异常区，为油藏描述提供可靠的资料。

在二维资料解释中，通过闭合差校正，提高小幅度构造的解释精度。

4.5.2 相干信息提取及应用

通过对相干数据体的应用为准确地确定断层、小断裂和河道沙等提供了一个有效的手段。实际上它是突出地震反射的不连续性，以反映与此相关的地质现象。

4.5.3 地震信息提取和复合显示

要进行储层预测或油藏描述，重要的是要建立岩性、储层特征和地震信息的关系。通过有目的地提取相关信息进行横向预测。目前解释系统具有多种瞬时属性信息的提取和显示功能。可以根据解释员的要求用不同的颜色复合显示多种信息。例如可显示瞬时相位和振幅信息，既能清楚地反映小断层、尖灭、剥蚀等现象，又能反映振幅的变化。

通过对地震反射数据相干信息的提取有效地确定了断层的位置。

4.5.4 波阻抗反演

利用高分辨率资料进行波阻抗反演，一般由处理解释员在解释工作站上完成。这样的处理更有目标性，并且显示更灵活、效果更好。

4.6 储层预测

该技术以计算机应用为手段，综合运用地震、地质、测井、测试、录井等资料，利用地震反射波的运动学和动力学特性，应用高精度波阻抗反演、地震道积分、相干数据分析、地震瞬时属性研究、神经网络识别及地震多属性综合分析等技术，对储层进行综合评价和储层横向预测研究。在渝、鄂、湘等地区石炭系储层预测研究中，针对该储层的沉积特征和物性特点，以高分辨率处理地震资料为基础，综合测井、地质等资料，采用振幅法和模型正演，宽带约束反演对石炭系地层白云岩厚度进行定量预测，并利用平均波阻抗平面变化，对其物性(孔隙率)进行定性预测，发展了一套实用而有效的碳酸盐岩储层预测方法。

该方法通过统一极性，高保真和高分辨率处理的地震资料为基础，结合模型正演和合成记录，进行准确的层位，利用地震反射波信息提取储层物性参数(地震反射波形、振幅、时差出现的异常、振幅包络、振幅强度、瞬时相位、道积分剖面、波阻抗剖面的速度异常等)，进行综合解释后，归纳出若干模式，分级预测石炭系的厚度，并对储层物性进行预测。

在川鄂湘等地区，通过构造精细解释与储层横向预测相结合，发现了一批地层—构造复合型圈闭和局部潜伏背斜圈闭。例如，在大天池－明月峡，每口探井探明储量52亿m^3，相当"八五"期间平均水平的5倍，开创了高陡构造带天然气勘探的新局面。

4.6.1 石炭系储层预测

四川东部石柱区储集层较发育，自上而下分布有嘉陵江组、飞仙关组、长兴组和石炭系。石炭系上统黄龙组为区域性孔隙型储层，该地层主要为局限海潮间带沉积的细、粉晶云岩和角砾云岩，频繁的构造运动又使其溶蚀孔洞及针孔较发育。全区残厚0～35m。建南平均孔隙度2.85%～4.46%，龙4井孔隙度平均4.01%；上二叠统长兴组属台缘生物礁、滩和台内生物礁相沉积，储层主要是长二段礁体及滩灰岩组合中的次生孔隙型云岩和礁体上覆白云岩。礁体类型属点礁，规模一般中等，但储层及含气厚度较大，往往与局部构造配套形成构造—地层复合气藏；飞三段为台地斜坡及台地边缘鲕粒滩坝相沉积，岩类结构较粗，由针孔云岩和核形石鲕灰岩构成，受后期改造，孔洞也较发育；嘉一～嘉二段储层以裂缝为主，其裂缝的发育主要来自于构造应力及溶蚀作用的改造。上述四个储集层是川东—鄂西地区气田的主要产气层段。

石炭系储层预测主要根据模型正演的结果(图4－6－1)。模型设计时假定在厚度大于30m的石炭系地层内部存在有低速层即储层发育，这样可观察地震响应变化的特征。通过对其结果的分析发现：当石炭系内部储层较发育时，地震响应表现为在石炭系顶部较强反射波组下面出现复波。随着储层发育程度的加大，复波能量逐步增强。

根据上述特征，对全区所有的高分辨率剖面和相对波阻抗剖面进行了对比解释，并结合石炭系厚度图对石炭系的储层发育程度分四级进行预测(图4－6－2，图4－6－3)。

4.6.2 碳酸盐岩储层预测

一般碳酸盐岩储层多与裂缝圈闭和发育带有关。裂缝圈闭是指由构造有效缝及其串通的

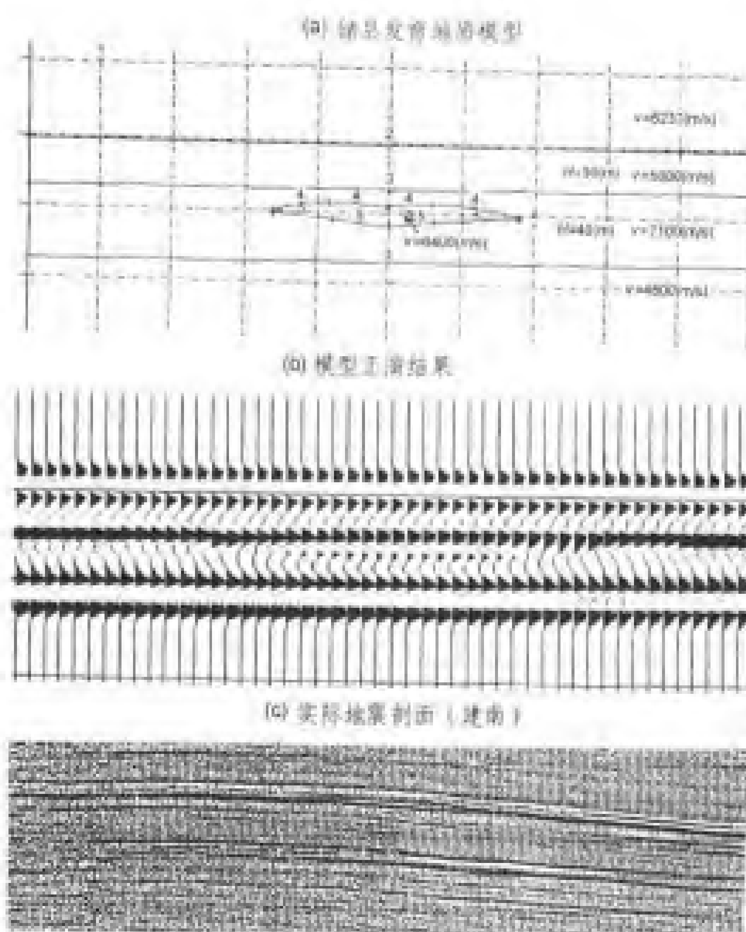


图 4-6-1　石炭系储层模型正演

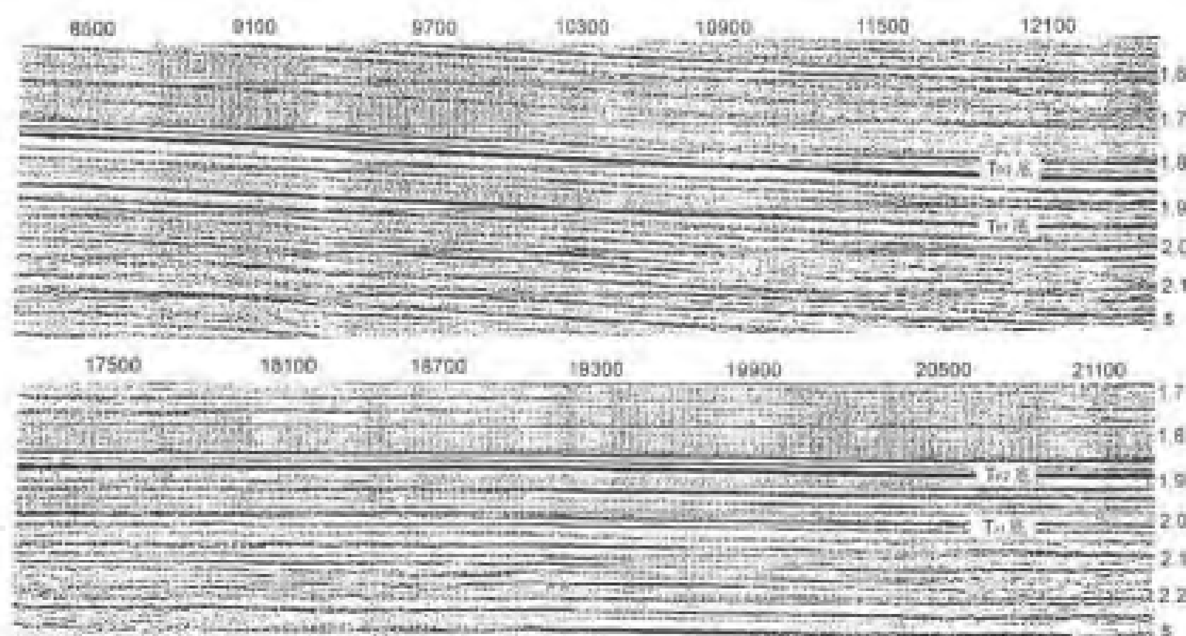


图 4-6-2　94-27 测线石炭系厚度和储层变化典型剖面

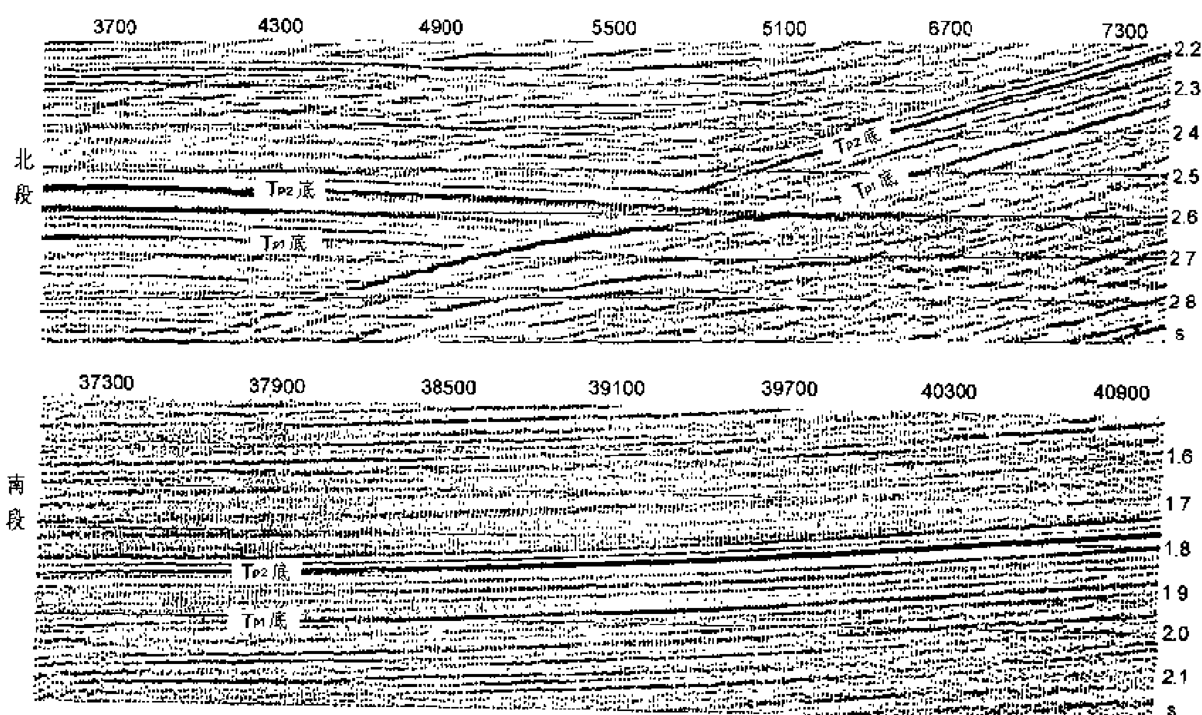


图 4-6-3 94-9 测线石炭系厚度和储层变化典型剖面

孔洞组成储渗空间，并被致密岩块所围限的具有统一压力系统的流体聚集场所。它是碳酸盐岩中最常见的、也是最具特色的油汽圈闭类型，是进行油汽储量计算和开发的基本单元。其特点是：形态极不规则、大小相差悬殊、气水分布复杂，主要受现今构造变形、变位形成的裂缝分布所制约。成藏模式以自生自储为主，部分为沿断裂运移的异源聚集。

通过缝洞发育带模型正演和已钻井，总结出缝洞发育带地震响应特征，利用高分辨率处理，地震模式识别、速度反演、吸收系数等预测缝洞发育带，总结出碳酸盐岩含流体缝洞发育带的特征是：目的层反射能量明显变化或变弱、或复波、或显著增强；非标准层出现异常强反射；高分辨率剖面上出现较多的小断层；储层速度横向变化，明显降低 15%～20%；连续频谱比正常区低；模式识别为高值区等。

对碳酸盐岩储层裂缝发育带的预测，主要有 5 种预测方法。

应力场预测法

该方法是通过对应力场和地层倾角变化关系的研究，利用地层倾角变化预测裂缝发育及裂缝连通带。

断层与断裂系统预测法

断层与裂缝发育带有密切的关系。利用解释系统可以做出断距图，可以了解发育和不同方向断层的交汇情况。一般断裂发育区和断裂交汇区也是裂缝发育区。

构造形态预测法

构造走向角的变化梯度表示构造受力在平面上扭动的程度，变化较大部位也是裂缝发育的部位。另外构造陡翼裂缝要比缓翼发育。

面积波阻抗资料预测法

根据已知井可确定裂缝区的速度，并可得到实际的波阻抗曲线。一般裂缝区速度和波阻抗值变低，利用三维地震资料通过反演可得面积波阻抗资料，根据它和裂缝的关系可预测裂缝

发育带。

振幅信息预测法

通过对振幅和裂缝发育程度的分析研究，建立它们之间的关系并进行预测。一般灰岩裂缝发育使振幅降低，这可作为平面追踪裂缝发育带的重要因素。

在实际工作中，一般是把以上反映裂缝的各种信息进行综合分析判断，然后预测裂缝发育带。

4.6.3 生物礁预测

在川东鄂西地区的钻探中发现了多处长兴组生物礁和飞三段鲕滩，这些礁滩的形成主要是受到古地貌格局的控制。以前研究表明：本区内古构造较为发育，因而为寻找礁滩岩性圈闭型油气藏提供了依据。

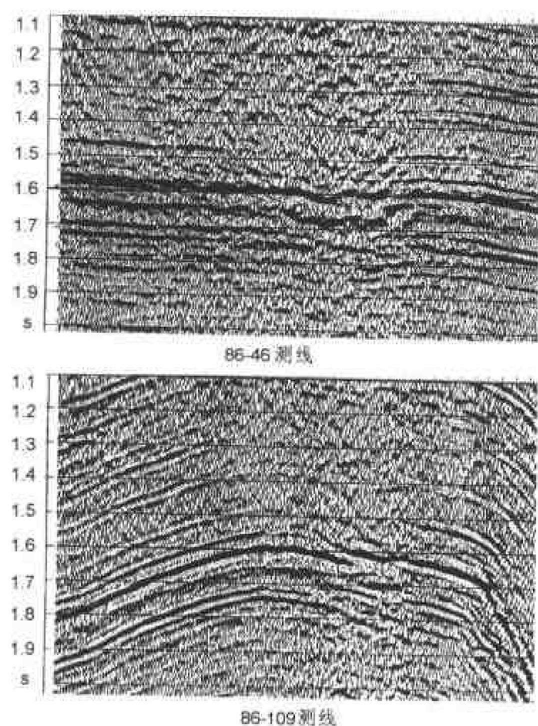


图4－6－4　建南气田钻遇生物礁剖面特征

对生物礁的解释主要使用两种方法：一是以建南构造已知的生物礁（图4－6－4）作为“学习样本”，结合沉积相推测解释；二是制作地层模型进行对比分析。通过这两种方法，总结了生物礁在地震剖面上的响应特征：

（1）礁体中间厚，向两端尖灭，外形呈透镜状（或称丘状）；

（2）礁体两侧反射波同相轴（T_7）有明显中断（瞬时相位剖面反映更加清楚）；

（3）礁体两侧在极性剖面上存在极性反转特征；

（4）其底部出现反射波的“伪下凹”现象，并常使同相轴不连续，似有断层存在；

（5）礁体内部多呈杂乱反射，礁体周缘常呈“前积”反射特征；

（6）礁核部位频率较围岩低（瞬时频率剖面）。

根据钻遇的云安12井和黄龙1井生物礁获高产天然气流，应用高分辨率剖面和特殊处理剖面（道积分、波阻抗、顺层频谱、瞬时相位、吸收系数等），以及模型正演技术，总结出识别生物礁的基本模式：上隆加厚型、内部透镜型及振幅突变型等。

按其模式在黄龙4井钻遇生物礁气藏与预测完全吻合，为黄龙场等区生物礁的气藏描述和储量计算提供了可靠的基础资料。

4.6.4 鲕滩预测

鲕滩的预测地层为飞仙关组。根据钻井资料，该组地层主要由一套台地边缘相的浅灰—灰色、薄层—中厚层状灰岩组成。中上部常见鲕滩灰岩，下部常见页岩夹层，总厚约390m。飞三段发育的高能鲕具有较好的孔隙条件，平均孔隙度较高，且在区内地层连片分布，只是由于厚度较薄、没有良好的物性界面等因素，在地震剖面上往往难以预测。因此，预测工作只对滩体相对厚度较大，剖面外形特征清楚，控制测线达2条以上的鲕滩进行解释。

纵观生物礁、鲕滩的平面展布，初步有如下认识：

(1)平面呈长条状，个别呈近圆形；

(2)长轴方向主要呈北东、北东东向；

(3)礁体主要集中在探区西部，往往与局部构造相配套；

(4)鲕滩多集中在探区北缘和南缘，面积大小差别较大，与构造无直接关系。

4.7 构造样式

构造样式是指在剖面形态、平面展布与排列、应力机制等方面有相互联系而形成的特定构造组合，它往往是经历了多期构造运动影响、不同的应力场作用而形成丰富多样的构造类型。在山地地震勘探资料解释过程中，进行构造样式的研究，不仅能指导探区的构造解释，而且能在未知的勘探新区或地质构造复杂地区认识和预测可能出现的构造样式。

因此，构造样式研究对山地地震勘探资料解释或综合研究具有极其重要的意义。

下面，以较有代表性的昆仑山前和田探区和重庆石柱探区为例，讨论山地构造的展布规律和山前带构造样式。

4.7.1 昆仑山前构造样式

渐新世以来，由于昆仑山褶皱带向北快速逆冲，塔西南区转为前陆盆地发展阶段，依其沉积及变形特征由南往北可划分为山前冲断褶皱带、中部叶城—和田前陆凹陷带、麦盖提前缘斜坡带、巴楚前缘隆起带四个构造单元。而和田区块可细分为六个带即：铁克里克冲断裂带、南部和田—策勒逆冲推覆带、中部和田凹陷带、麦盖提前缘斜坡带、海米—玛扎塔格折带、巴楚前缘隆起带。

4.7.1.1 山前逆冲推覆带构造样式及特征

北起铁克里克北缘断裂与和田—策勒逆冲推覆带，南至铁克里克南缘断裂。在冲断带内主要为元古界变质岩裸露区。早古生代，铁克里克冲断带可能属古叶城凹陷的北斜坡或陆架。古生界沉积后，晚加里东—早海西期，由于北昆仑洋关闭与塔里木板块碰撞形成北昆仑褶皱带，当时的铁克里克断隆带可能属褶皱的一部分并与塔南隆起(形成于加里东晚期)连为一体，并使下古生界变形和浅变质，即和田和策勒推覆体的浅变质岩系，经历了上古生界—中生界沉积，渐新世以来由于昆仑褶皱带向北逆冲推覆，致使铁克里克沿北缘断裂大幅度逆冲剥蚀，导致了现在铁克里克冲断带大面积元古界的裸露。

生长断层转折褶皱

生长断层转折褶皱是指断层转折褶皱的发育与其上覆地层的沉积是同步变形的(图4-7-1)，这种结构模式是该逆冲推覆体的基本样式，根据地震剖面，和田逆冲推覆带生长断层转折褶皱具有如下的特征：

(1)据推覆体上地层厚度推断生长地层的发育最早可能为巴什布拉克组($E_{2-3}b$)，这也是逆冲推覆体的开始就位时间。

(2)216剖面上可见T_5与T_3之间存在角度不整合，标志着这个时间是和田逆冲推覆体活动剧烈期。

(3)生长轴面与活动轴面在地表不相交，表明生长断层转折褶皱现今仍在发育。

(4)逆冲推覆体前缘发育次级破裂断层。

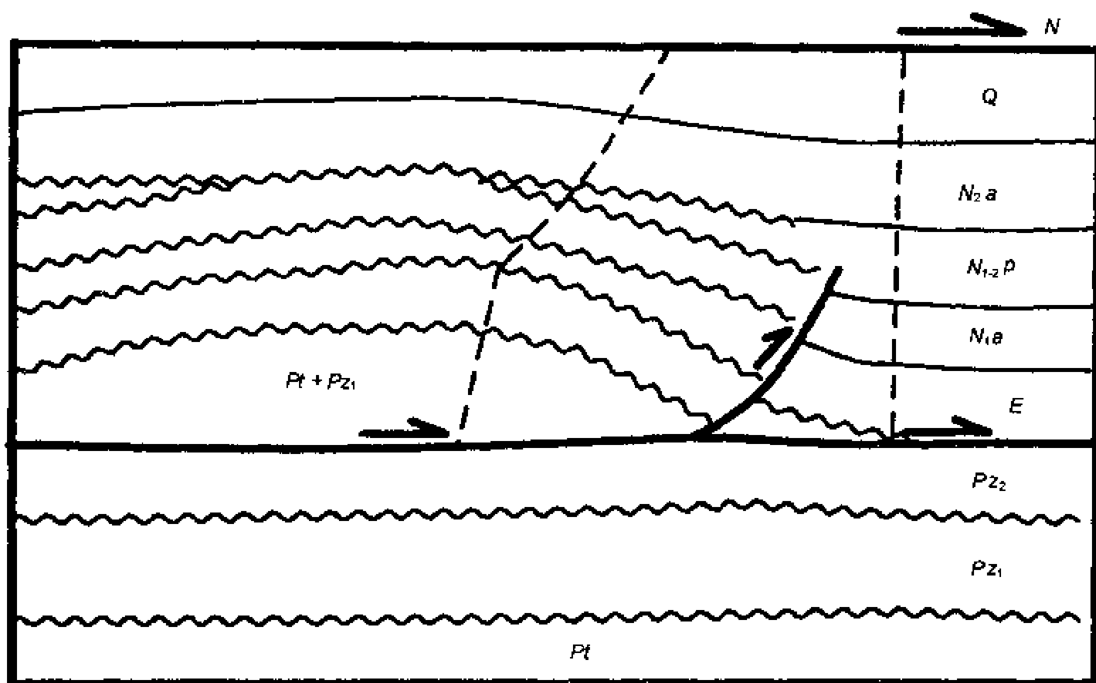


图 4-7-1　生长断层转折褶皱

双重逆冲构造

它是由顶板逆冲断层与底板逆冲断层及夹于其中的一套次级叠瓦逆冲断层和断夹块组成，主要发育在策勒逆冲推覆体下构造层，底板断层为结晶基底与盖层之间的不整合面，顶板断层为策勒逆冲推覆体主滑断层。

被动顶板反冲双重构造

它是指双重逆冲构造的顶板为被动反冲断层的双重构造。主要发育逆冲推覆体外缘带，位于桑株北至皮牙曼西和策勒西，由被动顶板反冲断层和底板断层及所夹持的叠瓦逆冲断层、断夹块组成。被动顶板反冲断层倾向前陆凹陷沿下第三系底膏盐层发育，其上的盖层发生被动反冲形成鼻状构造（如阿其克东断鼻），底板断层倾向前陆，为发育于古生界的次级叠瓦断层向下归并的主断层，逆冲断夹块由古生界组成。

三角带构造

三角带构造是指由上述被动顶板反冲双重构造发展起来的一种构造样式，由被动顶板反冲断层和底板逆冲断层及顶、底板断层所夹持的构造楔组成。主要发育于桑株北至皮牙曼西和田逆冲推覆体外缘带，往南往东隐伏于逆冲推覆体下（图 4-7-2），至 204 测线以东不发育。据现有的地震剖面，南部山前逆冲推覆带的三角构造有如下特征：

(1)被动顶板反冲断层在推覆体外缘沿下第三系底膏盐层分布，进入推覆体则沿推覆体底部主滑断层分布。

(2)底板断层为原来的次级叠瓦逆冲断层进一步发育形成的逆冲断层，在三角带前缘沿古生界（P2 顶）顶顺层分布，往后缘切割古生界，并倾向南。

(3)所夹持的构造楔由古生界组成。

(4)构造楔的数量由西往东减少，西部有 2—3 个构造楔，而东部仅有一个。

(5)三角带构造的形成时间要稍晚于推覆体的形成时间。

叠瓦状单冲构造

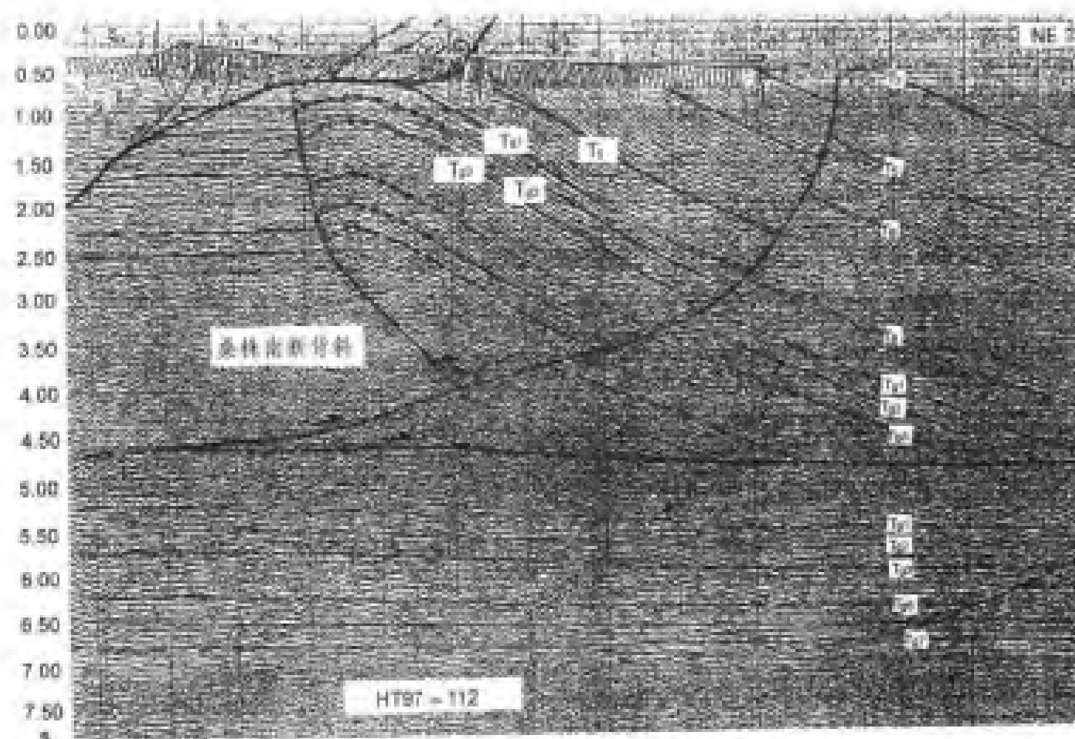
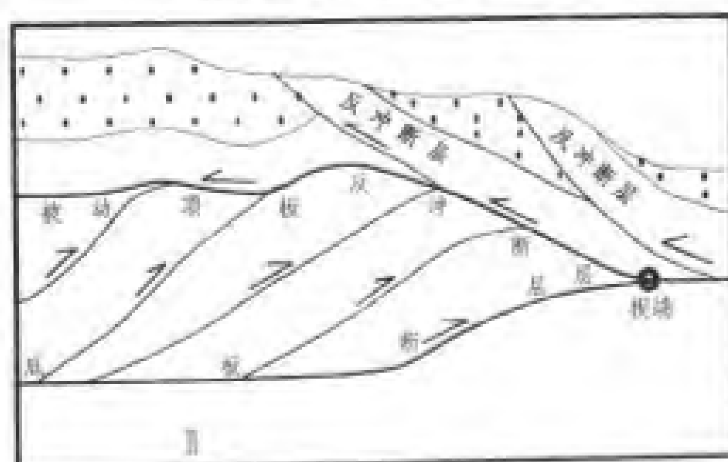


图 4－7－2(a)　112 地震剖面



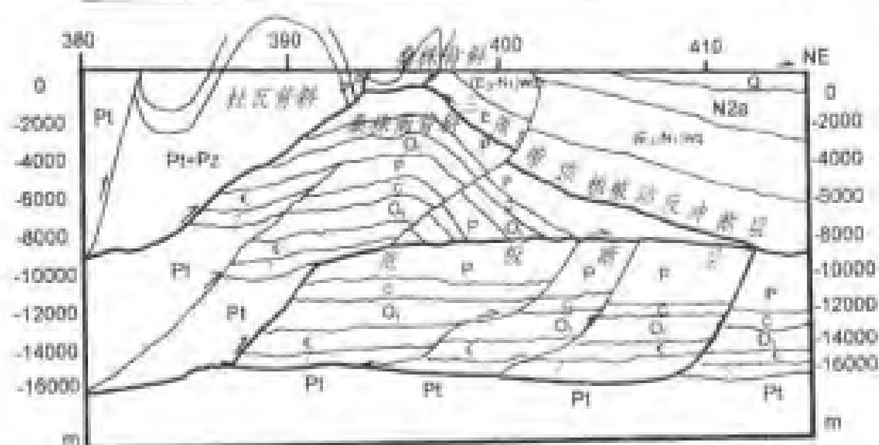


图 4－7－2(b)　三角带构造

发育于逆冲推覆体的前缘，主要分布于和田逆冲推覆体东部，由多条高角度叠瓦逆冲断层及所夹持的断夹块组成(图4-7-3)，是逆冲推覆体上滑断层在推覆体前缘向上破裂而形成的一组逆冲断层，和田断裂是其最北侧一条。

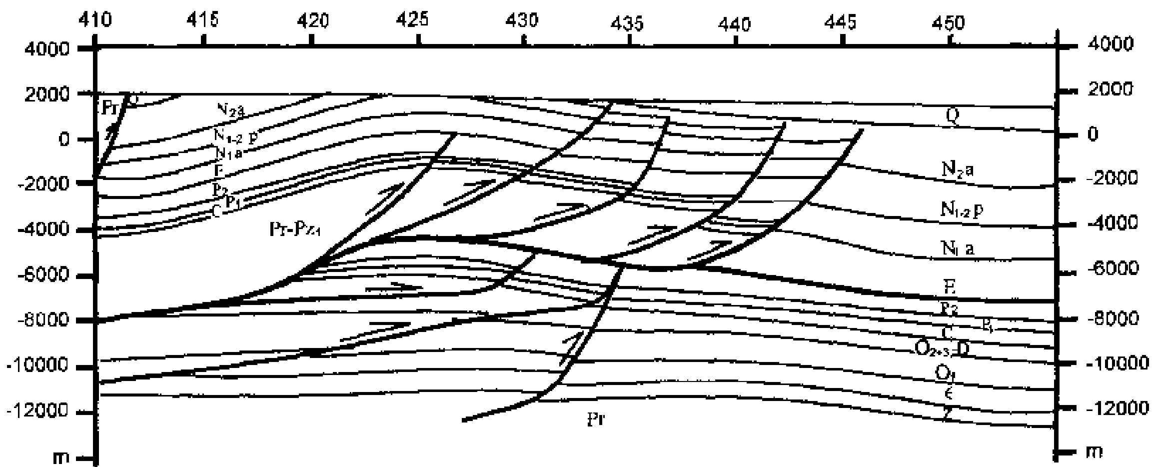


图4-7-3 204地质解释剖面

4.7.1.2 山前逆冲推覆带变形与演化

山前逆冲推覆带构造演化总体经历加里东、海西—印支、喜山三期逆冲推覆变形，分别对应塔里木板块南缘三期挤压环境，但策勒逆冲推覆段及和田逆冲推覆段在演化上有较大的差异(图4-7-4，图4-7-5)。

策勒逆冲推覆段变形与演化

(1)加里东晚期：策勒逆冲推覆段主形成期。

根据区域资料分析，塔里木板块东南部在早古生代为一伸展构造环境，寒武纪—早奥陶世为大陆边缘盆地，为一套碎屑岩为主夹碳酸盐岩沉积，晚奥陶世为一弧后盆地，为一套深水细碎屑岩建造，至奥陶纪末，由于塔里木板块东南侧的阿尔金岛弧向北与塔里木板块碰撞，形成民丰—若羌古陆，在古陆上下古生界产生变形和浅变质，古陆西侧

北缘的策勒一带在挤压应力作用之下，浅变质岩连同元古界变质基底向北逆冲推覆，形成了策勒逆冲推覆段主体。变形方式以双重逆冲推覆为主。主要依据有：①策勒逆冲推覆体上浅变质岩系原岩为寒武系—奥陶系，变质时代为奥陶纪末。②策勒推覆体上的古生代地层(石炭系—二叠系)沉积厚度明显小于原地系统的厚度，说明石炭系—二叠系沉积时，地势较高，沉积厚度变薄，这时推覆体已经形成。③推覆体下伏原地层系统主要为下古生界，仅在前缘有上古生界，说明其主要推覆期是在下古生界沉积后的加里东晚期。④据312地震剖面推覆体之下的下古生界组成的双重逆冲构造—夹块沿次级逆冲断层楔入推覆体浅变质岩中，使该处变质岩厚度明显比两侧小，但并未断开变质岩之上的石炭系底，这是推覆体在加里东晚期形成后，推覆体下的原地层系统沿双重逆冲构造的次级逆断层楔入其上的变质岩推覆体，经历一段时期的剥蚀，使其残余厚度比两侧要小，之后被石炭系覆盖。

(2)海西—印支期：策勒双重逆冲推覆体的发展。

加里东运动后，推覆体顶部浅变质岩遭受一段时期的剥蚀夷平后沉积了上古生界，当时推覆体上古地形较北侧外缘高，因而沉积厚度较薄，海西—印支运动，推覆体在挤压力作用下，向北继续逆冲并进一步抬高，可能剥蚀了大部分二叠系沉积(民参1井二叠系仅48m，并缺失上

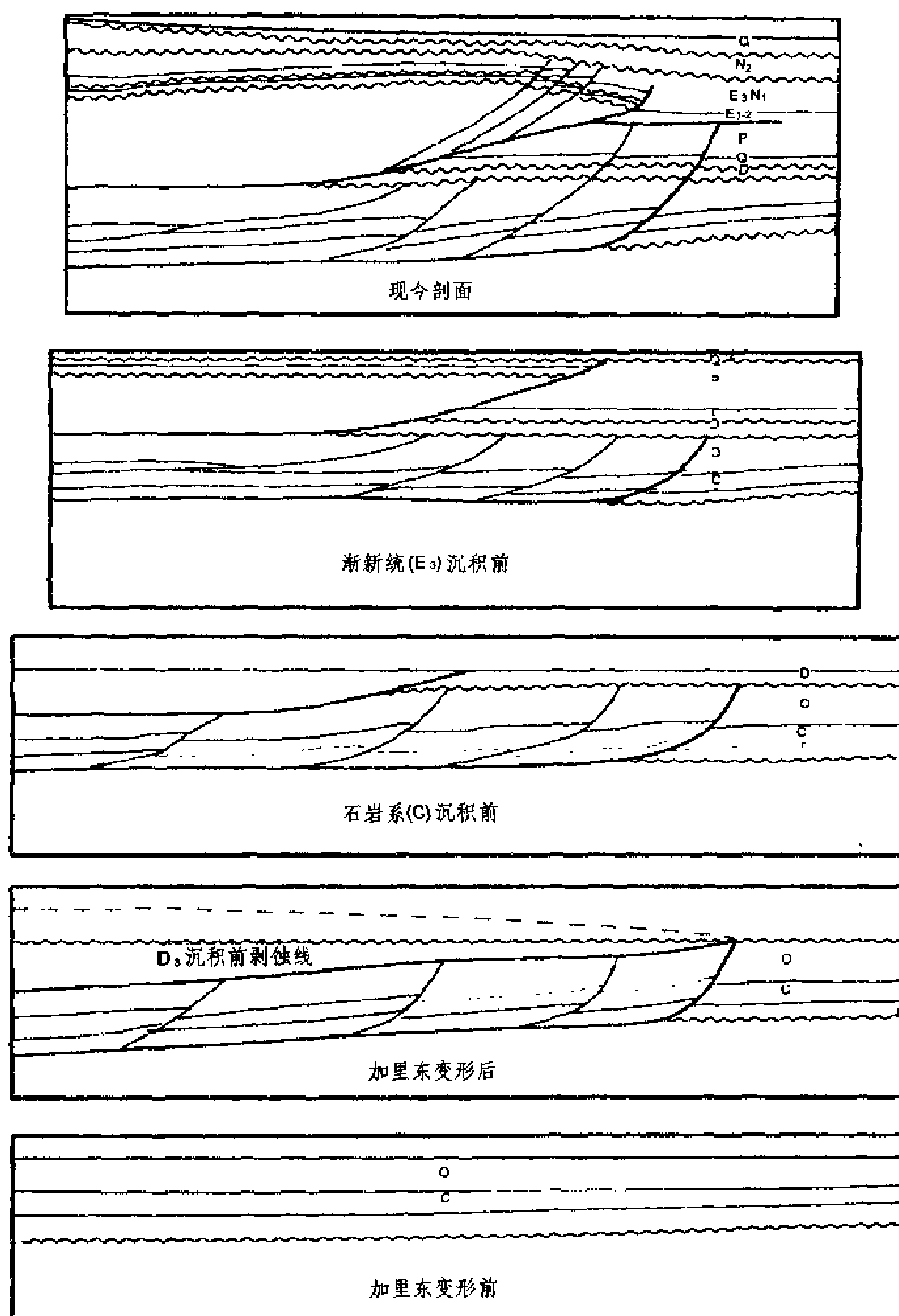


图 4－7－4　策勒逆冲推覆体变形演化示意图(302)

二叠统)，这期的逆冲距离据 302 剖面推算仅 3km 左右。

(3)喜山期：策勒逆冲推覆体定形。

策勒一带侏罗—白垩纪均处于隆起区，缺失沉积，早第三纪沉积了一套海湾—泻湖相膏盐岩、碳酸盐岩，且推覆体上的厚度与推覆体外缘相当。渐新世巴什布拉克组(E_2-E_3b)沉积时，由于南侧的昆仑山褶皱带向北快速逆冲，这时策勒逆冲推覆体继续沿下第三系膏岩向北逆冲变形，变形方式为生长断层转折褶皱，巴什布拉克组及其上覆地层在推覆体上明显小于推覆体

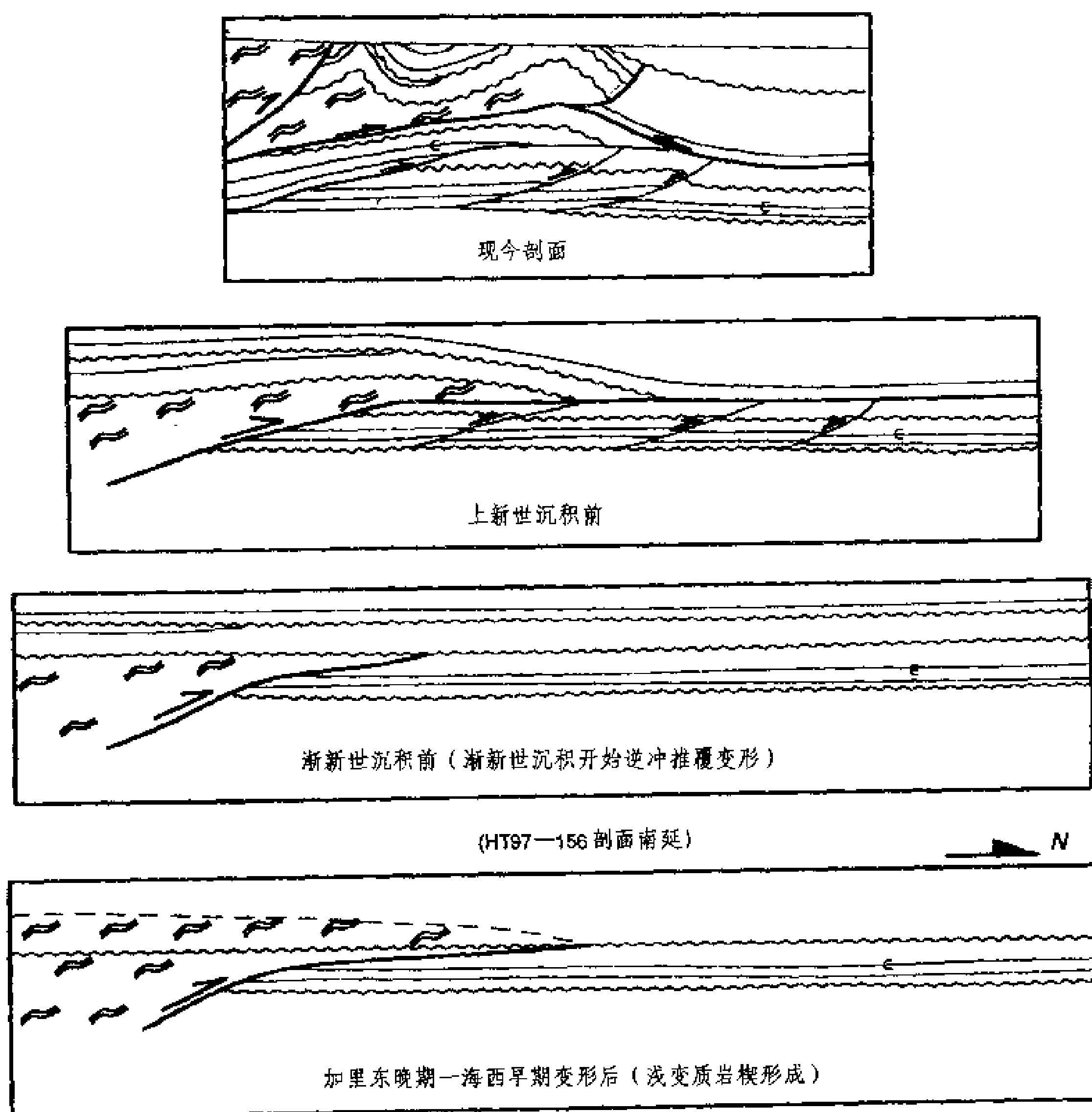


图 4－7－5　和田逆冲推覆体变形演化示意图(156)

外缘,这次变形形成了生长断层转折褶皱,如策勒背斜。随挤压的加强,在推覆体前缘沿主滑断面发生破裂形成了策勒断裂,并在外缘形成被动顶板反冲双重构造以抵消巨大的挤压应力。据 302 地震剖面推算,这期推覆距离在 6km 左右。

和田逆冲推覆段的变形与演化

(1)加里东晚期或早海西期:和田推覆体主体变质形成。

据区域资料,塔西南地区寒武—奥陶纪为被动大陆边缘盆地,沉积了一套台地相碎屑岩和碳酸盐岩,其南侧的沉积应为大陆斜坡—陆架沉积。奥陶纪末由于北昆仑洋壳板块向中昆仑岛弧不断消减,北昆仑洋逐渐消亡,至志留—中泥盆世塔西南发育成前陆凹陷,沉积一套海陆交互—陆棚碎屑岩,大致在中泥盆世末,昆仑板块与塔里木板块碰撞造山,形成北昆仑褶皱带,褶皱带的下古生界—中泥盆统发生浅变质,这套浅变质岩构成了和田逆冲推覆体的变质岩楔。当时的北昆仑褶皱带可能与较早形成的民丰—若羌古陆连为一体。

(2)喜山期:和田逆冲推覆段主形成期。

晚泥盆世,塔西南地区处于拉伸状态,接受了晚泥盆世—三叠纪沉积,三叠纪末随着古特提斯洋关闭,南部的中昆仑岛弧与塔里木板块碰撞,造成塔西南南缘大部分地区隆升剥蚀,早侏罗世—始新世,塔西南处于拉伸状态,侏罗—白垩纪在山前断陷盆地沉积了一套湖相碎屑岩,古新世—始新世沉积一套海湾—泻湖相膏盐岩和生物灰岩,渐新世巴什布拉克组开始沉积时,由于昆仑山褶皱带向北快速逆冲隆升,在强烈挤压作用下,和田逆冲推覆体加里东晚期—早海西期形成的浅变质岩,连同其上古生界和中生界沉积沿下第三系底部膏岩层向北逆冲推覆变形,变形方式以生长断层转折褶皱,形成了组成和田逆冲推覆段主体的杜瓦—阿其克逆冲推覆褶皱带,巴什布拉克组及以上地层由推覆体外缘向推覆体超覆减薄。和田逆冲推覆段的变形特征及强度在东西向存在较大的差异,以皮牙曼背斜为界,西部变形较东部强,西部推覆体外缘形成了被动顶板反冲双重构造及三角带构造,东部变形较弱,主要表现为宽缓生长断层转折褶皱(如和田南背斜)及推覆体前缘沿主滑断层向上的次级破裂形成一组叠瓦单冲断裂,形成了和田南冲断裂前缘带,但在阿其克一带为和田逆冲推覆段的一侧断坡,使推覆体沿阿其克断裂高度角度冲断,形成了阿其克背斜。

渐新世开始的逆冲推覆变形是和田逆冲推覆段的主形成期,第四系仍属生长地层,表明和田逆冲推覆体至今仍在向北逆冲推覆。

4.7.2 重庆石柱探区构造样式

4.7.2.1 地震剖面解释

探区内由于逆断层发育,常形成多层构造,且地层产状陡,给构造解释工作带来很大困难,根据地质任务的要求,剖面解释主要分为分析“形态特征”、建立“构造模式”和进行“模型验证”三大环节,力求使解释成果真实可信。

建立构造模式

根据以往对川东—鄂西地区在地震资料解释中所掌握的地质规律及对该区所取得的成功经验。首先对水平剖面进行了精细解释与闭合,查清每一套地震波组地质含义,重点分析与识别回转波、绕射波等特殊波,然后逐步建立该区的构造模式:即川东—鄂西地区的地质构造具有断隆断凹相间排列的特征,在主逆冲断层的下盘隐伏有次级的断隆,形成了有利于油气聚集的潜伏构造。其整体结构为一主控断裂制约的类正花式构造。横向上嘉陵江地层和志留系地层的厚度有较大的变化,具体地表现为背斜的轴部嘉陵江组地层的急剧加厚;翼部的断凹处嘉陵江组地层也有所加厚。而志留系的地层加厚则是受构造作用的控制。在背斜的轴部由两背冲断层控制的断隆处有所加厚,其加厚的程度视两断层在平面上的宽度而定,当有一定的宽度时,加厚不明显,而当横向上收缩时,则会逐渐加厚。其原因是在逆冲—走滑过程中地层的平衡所造成的。然后在此基础上,根据水平叠加剖面上所表现的反射特征,在考虑到速度横向变化的同时,认真对归位剖面进行修改。在正确的归位成像之后,利用计算出来的层速度,对每条剖面进行时深转换。通过多次的解释,使水平、归位与深度剖面三者统一。

形态特征分析

从平面上看,构造与断裂有非常密切的关系,断裂控制了构造的形成,而构造也反映断裂的发育与展布。受方斗山断层所控制的石柱复向斜内部的建南构造与龙驹坝等构造在平面上呈斜列式的关系。且由西向东地层(目的层)逐步上抬,出露地层逐渐变老。工区内除了建南为一较完整的背斜形态外,其它都呈断背斜的形态。

剖面纵向分析认为:由于嘉陵江组膏盐层的存在,纵向的断层一般于膏盐层消失,而很少

切割上覆的 T_2—J 地层。表现出深浅层构造的形态和特征有很大的区别：T_2—J 地层为比较完整的背斜和向斜。只是由于后期的剥蚀使背斜顶部地层被剥蚀殆尽，而出露较老的地层；D—T_1 地层一般为断隆、断凹的结构；S 地层除有断裂破坏外，最主要的还表现为纵向上的加厚。因此，不同的地层在构造挤压背景下，中构造层的断隆与断凹的形态都呈不对称状，一般来讲靠近断裂的一翼较陡，有些甚至倒转，而另一翼较缓，尤其是主断裂附近表现更为明显。总体讲，T_4 及以上的构造形态与 T_8 以下构造形态有较大的差异，上下构造的明显不协调，是由于嘉陵江组地层的横向塑性流动所造成的。

模型验证

尽管在解释过程中做了大量的工作，其中包括对钻井、地震资料的分析研究，特别是对前人在此摸索总结的经验与方法的学习与实践，建立了一套比较成熟的构造模式，但还须对这些解释结果加以验证。

通过地震剖面时深转换后的地质—地球物理模型剖面与地震剖面进行对比，两者的形态基本一致，尤其是断凹回转波、绕射波等都能较好地相对应。需要说明的是对于 T_8 波组，在实际地震剖面上是能量极强的波峰（图 4－7－6），而其模型正演结果能量减弱，其原因是因为实际地层中 T_8（阳顶）上覆的乐平组为一套 40m 左右的低速层（4000m/s），两者之间速度差 2200m/s，产生一个极强的正反射系数，而在模型中，无法将此层考虑进去（太薄）。

茨竹垭背斜构造

该构造有三个高点。以西高点为主体，西高点宽缓，中高点适中，东高点狭窄。整个构造呈葫芦形短轴状由西向东，由背斜过渡到断鼻，轴向北东东，北翼较南翼略陡，西端消失于 94—D15 测线附近，东端于 91—D11 附近收敛，南隔赶场向斜与龙驹坝构造相邻，北以一断凹与大山坪构造分隔。构造两翼伴生有(9)号断层和赶场断层，两断层对构造起着重要的控制作用。(9)号断层随构造的消失而消失，赶场断层继续向东延伸。西高点位于 91—D3 测线 CDP2354 附近，阳底高点埋深为海拔－4150m，闭合幅度 450m，圈闭面积 18.875km^2（图 4－7－7 至图 4－7－9）。

地腹构造特征

(1)高陡构造是山地勘探的主要构造特征，地表为高山，构造狭长，两翼陡倾，甚至一翼倒转，轴部常出露石灰岩等硬地层；

(2)由于褶皱强烈，三叠系膏盐层发生流变造成地表构造形态与地腹目的层构造形态极不协调；

(3)主体狭长的断背斜常使地震波发散，反射能量很弱；

(4)陡翼断凹的回转波有时造成形似正向构造的假象，有时与反冲低潜构造的反射波相互干涉，不易区分；

(5)三叠系高速膏盐层在陡带加厚使回转波顶点高于低潜构造顶点；

(6)应用层状模式反演、射线变速深度偏移、合理的地质和速度模型、正确的时深转换方法，形成了一套针对山地高陡构造的地震资料采集、处理和解释技术，使解释的地腹构造形态逐渐符合实际。

4.7.2.2 断裂纵横向结构与构造关系

该区的地层纵向组合具有“软”、“硬”间互的特征，发育了两套构造的“软弱层”：(1)下古生界志留系的巨厚砂泥岩；(2)中生界的下三叠统的嘉陵江组含膏云岩和石膏岩。两套“软弱层”的存在，控制了该区纵横向结构。

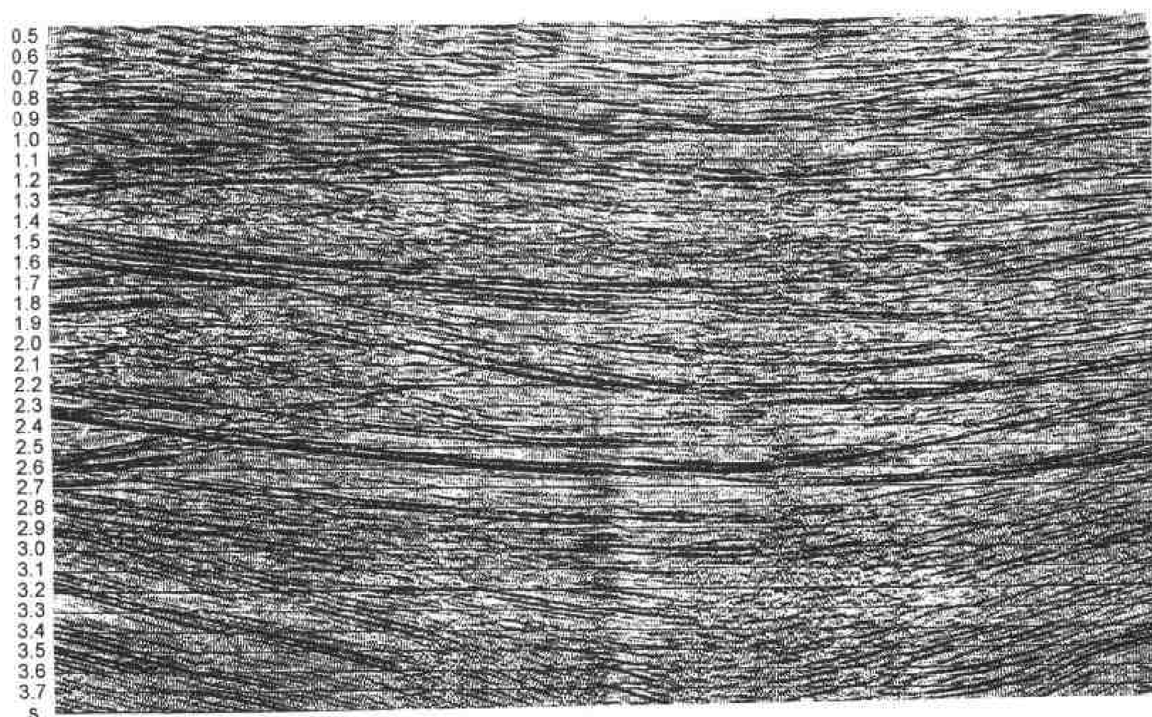


图 4-7-6(a) 构造顶部叠加剖面

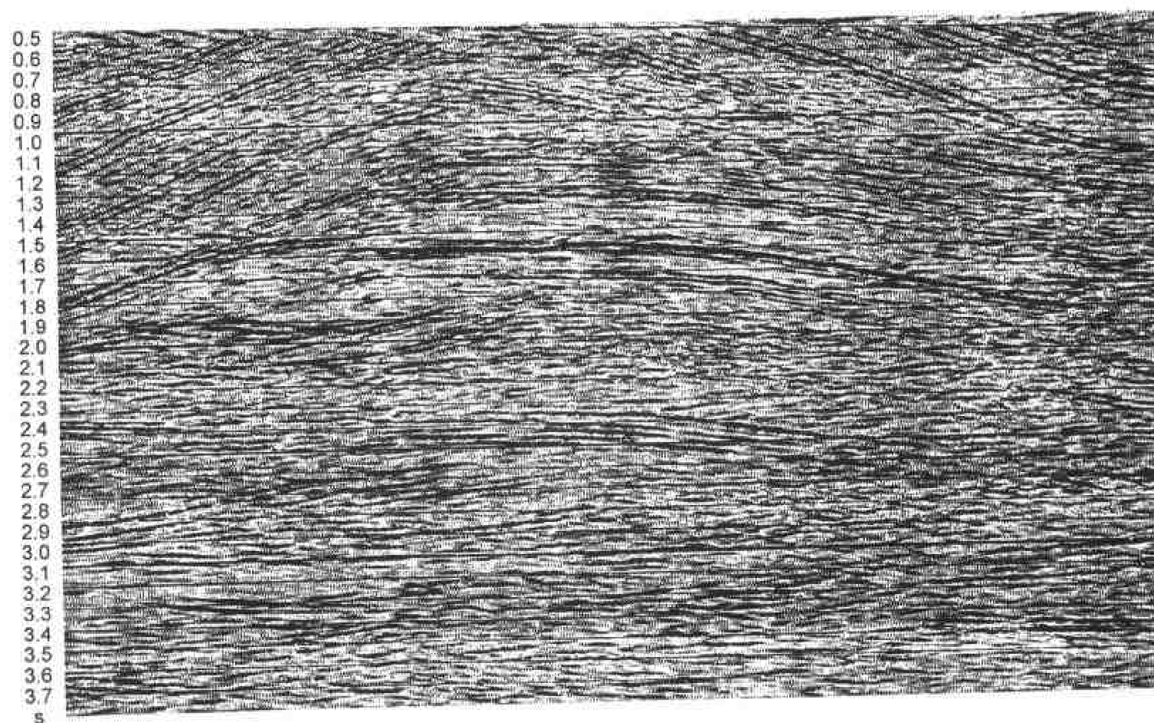


图 4-7-6(b) 构造顶部偏移剖面

由地震剖面反映和钻探揭示，该区纵向上构造明显的不协调。其中三叠系嘉陵江组“软弱层”是该区最典型也是最重要的构造不协调面。其上是较为宽缓的向斜和较为紧密的背斜相间排列，断裂的破坏作用较弱，称为“上构造层”。两条对冲型断裂控制一个断凹，而两条背冲型断层控制一个断隆。志留系“软弱层”主要控制了下构造层的结构以及断层的产状。一般在潜伏构造带，断裂在纵向上表现为“之”字型向上扩展，即在“软弱层”下部的 C—O 地层中和上

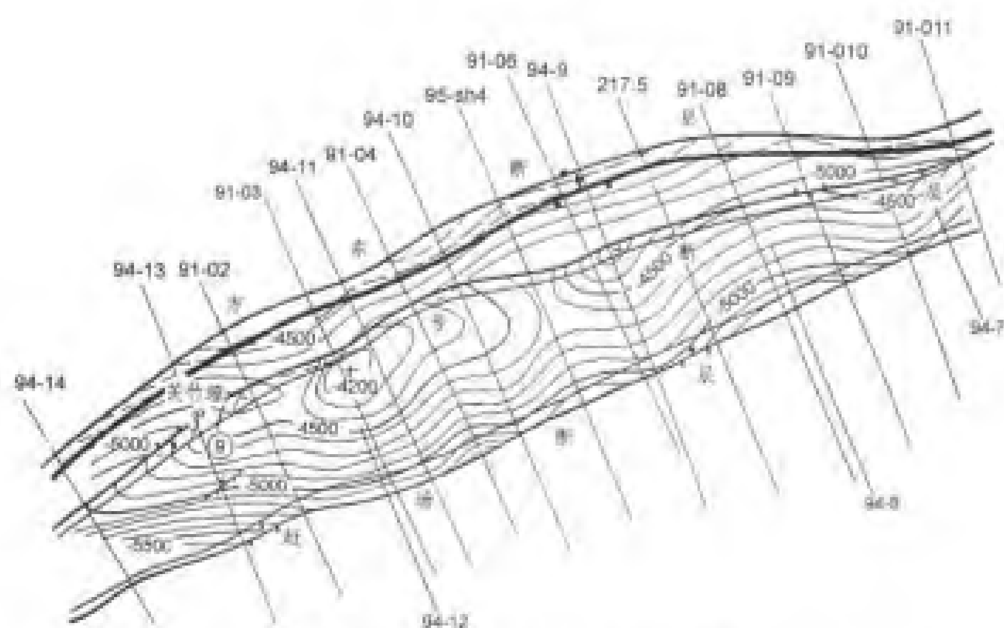


图 4-7-7　茨竹垭背斜 T_9 反射构造图

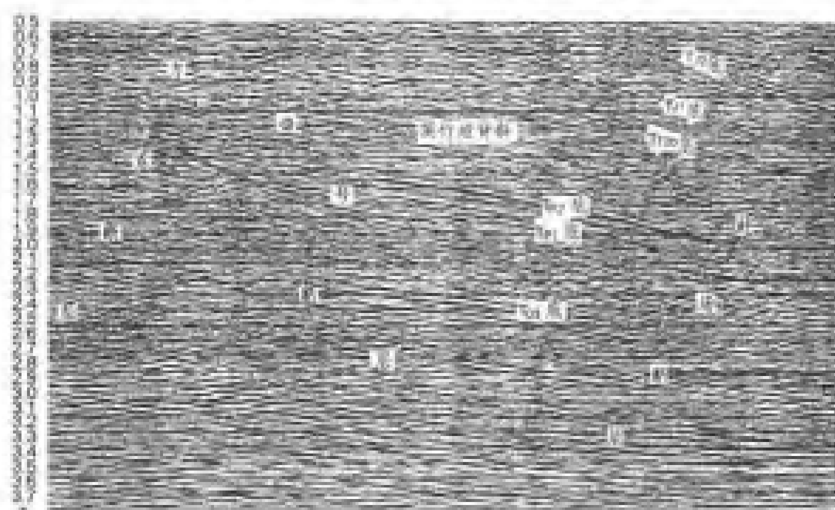


图 4-7-8(a)　茨竹垭背斜典型剖面(偏移)

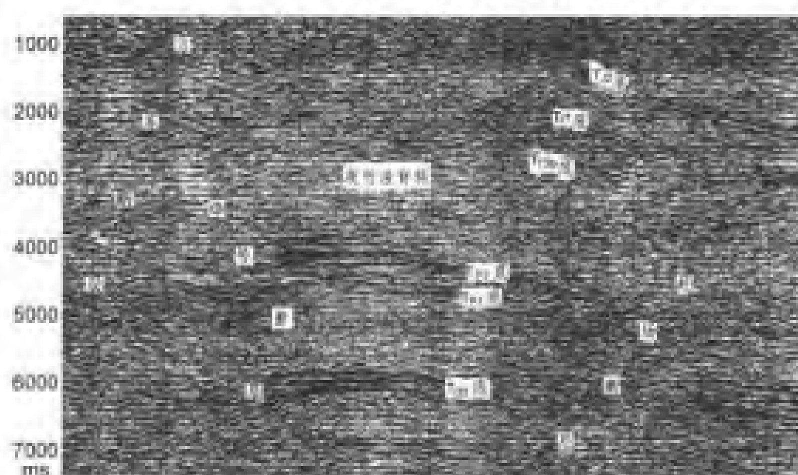


图 4-7-8(b)　茨竹垭背斜典型剖面(深度)

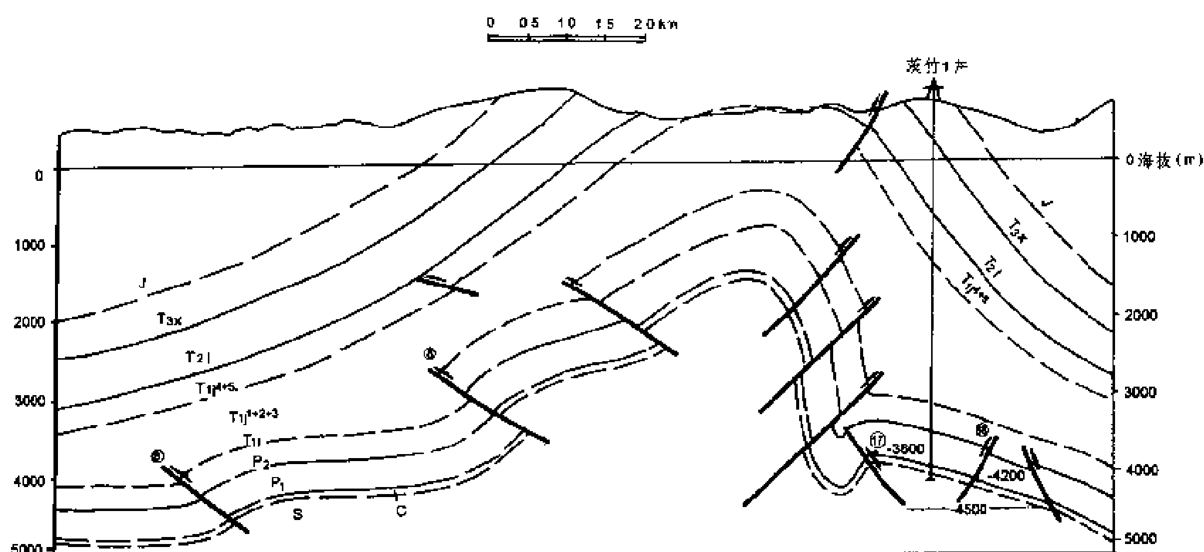


图 4-7-9　茨竹垭 91-D4 地震地质综合解释剖面

部的 D—P 地层中断面较陡，而志留系地层中断层多顺层发育，产生所谓“断坪”，因此断裂两盘的“刚”性地层在志留系中互为嵌入；但该断坪规模较小，这与常规的上陡下缓受区域性滑脱面控制的逆冲断层有很大差异。同时由于受上部三叠系嘉陵江组“软弱层”制约，控制潜伏构造的断裂一般都在三叠系“软弱层”中消失，很少切割上部地层而冲出地表。

横向上两套“软弱层”的厚度变化也很有规律性。嘉陵江组膏盐层于上构造层背斜的翼部以及下构造层的断凹有急剧加厚的现象，而志留系地层加厚则完全受构造作用的强烈程度所控制。具体表现为在有两背冲型断层控制的断隆会有所加厚，其加厚的程度又视两断层在平面上的宽度而定。由两条平面上呈楔型的背冲断层控制的断隆，其志留系的加厚向收敛方向越来越剧烈，其原因是在逆冲过程中的地层构造平衡所造成的。

该区构造与断层的关系非常密切，地震剖面反映出，除了上下构造协调的向斜(或断凹)为对称的以外，下构造层的断隆和断凹多呈不对称状。一般来讲，从向斜到背斜，地层有逐步抬升的趋势，而断隆向背斜轴部的一翼较陡，有时甚至倒转，而另一翼相对平缓。从发现和落实的众多潜伏构造分析，既有受逆冲断层控制的断鼻型圈闭，也有受牵引作用形成的断背斜圈闭。

根据水平、归位和深度剖面三者的统一解释，纵观工区内所有的地震剖面，所反映出的构造形态和类型，分析构造与断层的生存关系，下构造层整体为一类正花状构造，它与经典的正花状构造有一定的差别，具体表现在：

(1)地层的“软弱层”起到了较为重要作用。尽管滑脱层在区域上表现不太明显，但在方斗山的背斜的北翼也可以见到由于志留系底部的滑脱“软弱层”的存在，造成了横向和纵向的塑性流动或增厚，上下构造极不协调。

(2)整体构造为断隆—断凹构造成一扇形结构，而经典的正花状构造则为向翼部迭冲的结构。

(3)断裂为“Y”型结构，统一归“根”不太明显(剖面时间长度不够)。

4.7.2.3　石柱构造演化

根据沉积构造史，本区的加里东运动对该区的构造格局的形成奠定了基础。其表现为加

里东运动，尽管没有形成广泛的褶皱造山运动，但它形成了北东向的隆起和坳陷，这种隆坳相间的构造格局又制约了晚古生界和中生界的沉积。它不仅控制了石炭系的沉积厚度和岩性，还控制了早三叠世嘉陵江组的沉积。西部为蒸发环境下的膏盐和含膏云岩，东部则是以石灰岩为主的正常开阔环境下的碳酸盐岩沉积。

侏罗系地层被卷入褶皱，并被断裂切割，且其地层横向厚度稳定，说明构造运动发生于燕山中期。根据四望山地区的地震剖面分析，箱状褶皱形成完全受下伏的滑脱层所控制，它是一个典型的断弯褶皱。

龙驹坝构造断裂带与方斗山构造断裂带成因除有主次关系外，另一区别是控制其构造的深层因素，方斗山构造断裂带的根部断裂深切基底，而龙驹坝构造断裂带是由震旦系的滑脱层所控制的，前者是基底的缩短作用而形成，而后者则是由于盖层的挤压而形成。无论是基底缩短，还是由于盖层滑脱层造成的盖层的褶皱和断裂，在构造形式上基本相同，说明它们是在统一的运动背景下形成的。正是由于这种缩短作用，形成了背斜部位与向斜部位地层厚度上的巨大差异。同时缩短的方式也有差异，嘉陵江“软弱层”是以塑性流动或者是紧密褶皱、倒转为特征，而上覆的砂泥岩地层则是以背斜或向斜缩短；泥盆系—下三叠统地层则是以逆冲叠复为主，志留系“软弱层”是以地层的纵向加厚为特征，这样就造成了背斜和向斜的地层横向厚度剧烈变化，因此厚度的横向变化完全与构造运动密切相关。

5 山地综合物探技术

在地球物理和地球化学勘探中，各种方法均有其各自的应用前提和局限性，它们在油气勘探中的作用因构造、地层、物性条件和勘探任务的不同而异。国外的油气勘探中非地震方法也占有较高的比例，(如美国、加拿大、前苏联)，特别是近几年来，随着科技进步，非地震勘探装备功能和精度都有了很大的提高，提出了不少探索油气的新技术方法，在提高地质解释的可信度，降低地球物理解的非唯一性和勘探成本等方面，取得了明显的效果。

由于山地地震资料采集和处理难度大，成本高，而各种非地震物化探技术成本都很低，因此，开展山区高精度重力、电法勘探和其他非地震物化探等，是研究保存条件好的构造(泥岩构造)、礁体、古潜山等地质体的重要手段，开展以地震勘探为主的重力、电法等多种勘探手段互补的综合物探，是提高山地油气勘探成功率和降低勘探成本的重要途径。

自 1994 年以来，原中国石油天然气总公司新区勘探事业部先后在渝鄂湘、南方、西藏和西北等山地投入了大量包括重力、电法和地震等在内的地球物理勘探工作。通过对相关地球物理资料联合反演方法的探索，在对地面和井下物性数据分析的基础上，利用少量基干地震地质剖面，建立相关地质模型，约束重力和电法反演，在多个地区进行了地球物理资料的综合地质解释。例如：在鄂西利川鱼皮泽、渝东焦石坝和塔里木盆地昆仑山前等地区的应用，大大丰富了地质研究信息，提高了地质解释的可信度，为开展沉积盆地分析、圈闭描述与油气评价提供了大量的可靠信息，起到了较好的先导作用和综合作用。

通常在山地露头区，进行野外地面地质调查和填图，可初步了解探区内地层发育状况、生储盖条件和构造展布、类型及成因，并可能发现地面油气显示，取得一批露头样品，为探区早期地质评价和以后的山地地震攻关打下基础。

进行山地和山前带的重磁力勘探，可初步了解探区内的区域地质结构，明确主要构造单元的类型和分布特征，初步确定油气区和主要油气富集区，为后期的地震部署和地震资料的合理解释提供依据。

山地和山前带的电法测量，可初步了解探区内的基底和盖层内各构造层的性质及埋深等信息，特别是在构造复杂、地震资料品质较差、各种资料吻合程度较低的地区，电法测量可发挥较好的作用。

通过地震概查，可进一步搞清探区内的区域地质结构、构造带和构造圈闭的展布及类型，加深盆地发育史的认识。结合地面地质调查、重磁力勘探、电法测量的成果，可初步明确勘探的主攻方向，进一步落实和新发现构造圈闭，提供勘探目标。

通过上述重、磁、电、地震和石油地质资料的综合研究，可明确探区内基本的石油地质条件，基本清楚地层结构、区域构造格架和区带构造格架、生油层展布、构造圈闭类型及分布。在此基础上，深化研究和评价有利区带，确定有利目标区，提供可靠的钻探井位，为探区的油气勘探提供指导意见。

5.1 重磁勘探

重磁勘探技术是 20 世纪二三十年代发展起来的地球物理勘探技术，在石油勘探早期阶段起到了重要作用。近年来随着新技术新方法的发展，高精度重磁仪器的使用、重磁资料的快速

精确的处理解释，明显提高了重磁勘探的精度，在解决山地探区勘探任务中取得了明显的地质效果和经济效益。下面仅对昆仑山前山地重力勘探的解释部分作一简述。

5.1.1 重力场反映密度界面特征

高精度重力勘探是盆地普查勘探阶段最常用的勘探手段之一，它能够快速、经济、准确的解决盆地结构、隆坳分布、地层分布等基本地质问题，其勘探的基础是不同沉积层之间岩性密度的差异。

5.1.1.1 重力场与地表地质的关系

由探区内地质—布格重力异常综合图可知，山前地带及测区东部为重力场高值区，北部地区为低值区。显然，山前地带及测区东部的重力场高值是由山前推覆体引起，北部重力场低值是由巨厚的新生界引起。老地层出露、背斜构造、砾岩均可引起局部重力高。

5.1.1.2 区域场特征

区域异常是指范围大、幅度大、变化平稳的异常，它通常是由深而大的地质体引起。1:20万区域重力调查中，区域异常一般是指由基底构造引起的异常。所以，区域异常的平面形态一般能反映基底构造的平面形态。求取区域异常的方法较多，目前常用的是空间域的滑动平均法及解析延拓法。在实际资料处理中，用滑动平均法（窗口半边长 $L=6,7,8,9$km）及解析延拓法（延拓高度 3,5,7,9km）求出了测区的区域异常。

通过分析认为，区内区域场在北部大体反映第三系底界形态，南部大体反映推覆体上第三系底界形态。

5.1.1.3 构成重力异常的地质因素分析

重力异常是从地表到地球深部所有密度不均匀体引起的异常叠加。工区地质环境的不同使构成重力异常的地质因素亦有不同。引起布格重力异常的地质因素主要是根据工区地层及密度分布规律、构造特征确定。

5.1.1.4 密度界面的建立

密度界面的确定是以区内地层密度资料为依据的，密度界面的建立是重力资料正反演计算的基础。

5.1.2 重力场与区域构造

重力剖面拟合与推覆体结构。重力剖面拟合过程是：以对山前推覆构造、前陆盆地的地质认识及理论推断作为设计初始密度模型的基本前提，地震剖面所示的地层及埋深作为约束条件，结合电法、钻孔、地质等资料，反复调整密度模型的尺寸，直到认为模型体比较真实的反映了构造形态，模拟曲线与实测曲线最佳吻合时为止。据此探讨了不同区段推覆构造的结构特征与差异。

5.1.3 局部重力异常及地质解释

5.1.3.1 局部重力异常的圈定

由较浅层、局部的高密度或低密度地质体所引起的重力高、重力低，称之为局部重力异常。

局部重力异常采用方域滑动平均法求取，方域边长据经验及实际效果来确定，所得到的局部重力异常较清楚地反映出已知构造的范围与分布。

5.1.3.2 局部构造重力异常识别标准建立

本着由已知到未知的原则，建立局部构造的重力异常标准，根据区内已知构造的重力场特

征，确定识别局部构造重力场的一般标准。

5.1.3.3 局部重力异常的分类

重力勘探的主要目的是为石油构造地质研究提供依据，因此，只对可能与背斜有关的重力高进行深入研究。

通过对多个重力高反复研究、结合野外实地勘察、地震等资料的标定，认为重力高的起因可分为以下三类：

(1)由背斜构造所引起的重力高；

(2)由岩性变化、密度增大或厚度增大所引起的重力高；

(3)性质不明的重力高：该类异常分为两种情况，其一是缺乏充分依据确定异常的地质起因，它可能是浅部岩性引起，可能是构造引起，也可能是二者共同引起。其二为工区边界异常，这些异常形态不够完整，加之数据处理时存在一定的边部效应，其可靠性差。

5.1.4 用重力归一化总梯度法检测油气

前苏联 B. M. 别列斯基提出的重力归一化总梯度法可以用来直接寻找油气藏及确定局部构造。他总结了归一化总梯度异常 G^H 值“两高一低”的油气藏识别标志，即一个 G^H 高值圈闭分裂为两个高值圈闭，并在中间形成一个低值圈闭，此时高值圈闭位于构造翼部，低值圈闭接近于油气藏。这种特征在苏联的一些油田上已经发现。据前苏联的统计，45 个构造运用了归一化总梯度法(其中 30 个是油气田，15 个是金属矿床)，在 42 个已知构造上获得了 G^H 异常的可靠显示，只有 3 个是不可靠的。别列斯基等人对本方法的实际能力作了以下总结：

(1)归一化总梯度可以从实测重力场中划分出相隔 20～30m 以上，深度在 3～5km 以上的平缓地质构造的重力异常，并可确定它们的深度，理论上其精度可达 5%～10%。

(2)归一化总梯度可以从实测重力场中，划分出厚度 50m 以上的油层和 30m 以上的气层的重力异常。因此，它为配合其它方法寻找规模不大的油气田提供了新的途径。

(3)归一化总梯度法也可用于研究深部构造，确定深部断裂的位置和它的性质。

归一化总梯度通常以二度空间计算问题，设测线上有 M 个测点，其坐标为(x,z)的归一化总梯度计算公式为

$$G^H(x,z) = \frac{\sqrt{V_{xz}^2(x,z) + V_{zz}^2(x,z)}}{\frac{1}{M}\sum_{1}^{M}\sqrt{V_{xz}^2(x,z) + V_{zz}^2(x,z)}} \qquad (5-1-1)$$

式中，V_{xz}、V_{zz}是重力异常的水平梯度和垂直梯度，它可利用重力异常计算高次导数的方法换算出来。

我国一些油田也作了一定的归一化总梯度法的试验及应用，得出了比较肯定的认识。

图 5-1-1 是和田重力归一化总梯度图，和田断裂在 100 测线剖面上(6～10km)有明显反映，和田断裂北侧，稍密集的等值线大体勾绘出了第三系底界。剖面南段(4～14km 处)出现“两高一低”现象，它可能反映油气异常。“两高一低”的低点位置处于剖面 8km 处，基本与北北西向的桑株三角构造体高点位置对应。154 测线剖面北部，第三系底界与平缓等值线拐弯处对应。9～15km 处有“两高一低”异常，北部的高值没有形成圈闭，低值中心位于 12km 处，深度约 3500m，该位置与皮牙曼三角构造体高点位置大体对应。168 测线在 16～18km 处，和田断裂有反映，和田凹陷第三系底界也有反映，三角构造体处有“两高一低”异常(8～16km 处)，低点位于 12km 处，但其低值与南部的高值圈闭(12km)处相差不大。

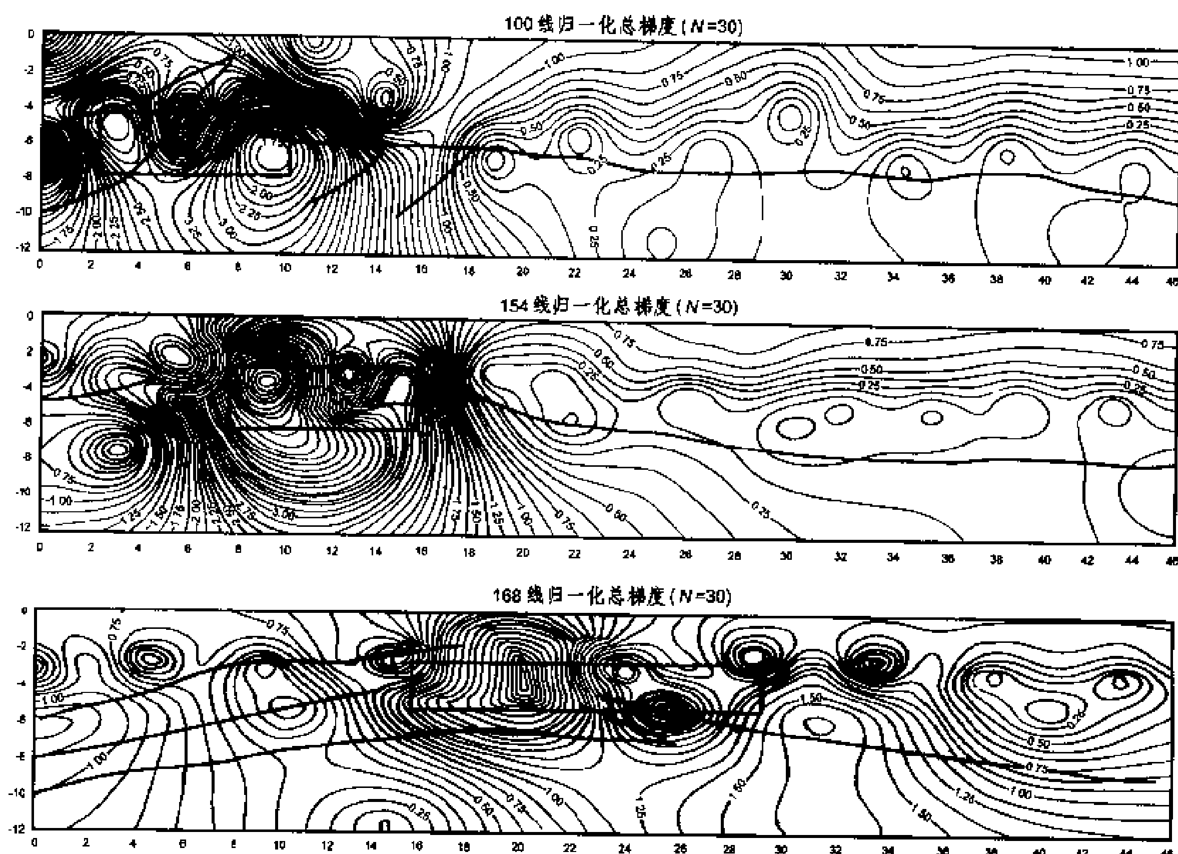


图 5－1－1 和田重力归一化总梯度图

5.2 电法勘探

电法勘探是山地找油气中运用较多的非地震勘探方法，主要有：固定源建场测深法、大地电磁测深法(MT)、电磁阵列剖面法(CEMP)、可控源声频大地电磁测深法(CSAMT)和垂向电测深法等。

在此主要介绍固定源建场测深法和电磁阵列剖面法。

5.2.1 固定源建场测深

固定源建场测深是前苏联广泛应用于油气勘探的一种有效的物探方法。前苏联约有 120 个队，在普查、详查乃至储层电性探测各个方面都发挥着重要作用。在西伯利亚、滨里海盆地许多探区，已将固定源建场测深成果列入钻井的必不可少的资料之一。

固定源建场测深方法是一种时间域电磁测深方法，其最大特点是采用了一个相对固定且比较强大的脉冲电流源，以多道数字采集系统在几百平方公里范围内实现密集布点的采集方法，从而提高了施工效率和勘探的详细程度。同时，由于采用了时间域叠加和空间域的多次覆盖技术，使得它的成果在某些方面能与地震资料媲美。

近几年来，欧美各国不少大学和研究机构也竞相发展类似的方法，这种方法被称之为瞬变电磁测深法(TEM)由于计算机技术的应用，使得在数据采集、处理以及资料解释等方面也已达到一定水平，但在实际应用特别是解释技术和队伍规模等方面，与前苏联相比存在较大的差距。

固定源建场测深是用于深部构造深测和岩石电性追踪的瞬变电磁测深方法。它的测深度可达10km以上,最佳探测深度为1～5km范围。通常由发射装置和接受装置组成。发射装置为两端接地的导线电流源,其长度一般在1～4km,激发电流是强度为几十至数百安培的阶跃方波电流。接收装置由传感器、放大器及数字记录器等组成。传感器用来测量垂直磁通量密度的时间导数,即线圈输出端的感应电动势。从发射到接收装置之间的距离称偶极距,测点在接收线圈的位置,可以沿发射偶极轴的赤道方向以偶极距为半径的150°范围内布置。偶极距越大,用一个发射源所能覆盖的测区面积就越大。但是,这样所需的电源功率也就越大。若供电电流达到100A,那么,最大的偶极距就可能达到20km左右。而最小偶极距一般可相当于勘探目标的深度,甚至勘探深度的一半。

为了消除场源的干扰并使激发电流处于良好的阶跃状态,一般只有断电期间记录瞬变信号。得到一个合格的瞬变响应,往往需要有几十次到上百次的重复发射,并对众多的数据进行叠加处理,再经过消除记录系统的阶跃响应、滤波和平滑,然后,将时间序列信号在对数域内变换成视电阻率曲线。

近年来,俄罗斯人用电磁场的运动学理论阐述瞬变过程中场的传播性。在瞬变的早期,电磁能量直接从空气和地下以不同均匀平面波的形式到达观测点;在晚期,电磁波在导电介质中产生二次涡旋电流,并以某种有效速度向深处和四周传播和扩散。这种二次涡旋电流具有倾斜的波前,并与地震折射波类同。由瞬变场源激起的二次涡旋电流宛如一个"烟圈",不断地向下传播、扩散,其传播速度和扩散方式取决于地层的电阻率。当地层相对导电,"烟圈"的运动速度变慢,逗留时间长。这样,记录下一次瞬变过程,就相当于二次涡流由浅到深的一次跟踪,从而取得了有关地层电阻率随深度变化的信息,实现了一次测探。利用上述概念,在俄罗斯推行着一种视纵向电导解释方法。视纵向电导曲线比视电阻率曲线更直观地反映了断面的特性,视纵向电导剖面图与地震勘探的时间剖面很接近。在密集布点的条件下,能较清晰地反映地下导电岩层的连续变化,并与地质构造相联系。在钻井和地震资料控制下,就可以形成地质剖面。实践表明,在构造简单,电性差异大,层数不超过5～6层的情况下,深度误差不超过10%～20%。在条件十分有利时,有可能对储层进行追踪预测。

固定源建场测深法与其它电法勘探相比,有其自身的特点:

(1)垂向分辨力高。当固定源建场测深法用于探测高阻断面中的高导层时,具有更高的灵敏度。在有效勘探深度范围内,当高导层的纵向电导相当于覆盖岩系的10%时,就有可能分辨,尽管固定源建场测深法仍然受体积勘探的限制,其分辨力与地震相比还有差距,但其时域采样率可达到1ms,有利于提高垂向分辨率。因而,无论是采集或处理,更接近于地震勘探,从而为它提供了模拟地震解释的前提,进一步提高了成果解释的精度。

(2)静态畸变小。在电磁感应方法中,由于近地表介质的电性不均而引起的静态畸变是一个致命的难题。但是,固定源建场测深法通常只需测量一个垂直磁场分量;它是用不接地的大线圈接收,有利于避免地表电性不均匀引起的静态位移;从而大大抑制了主要来自电场分量的电流畸变效应。因此,固定源建场测深法并不需要进行静态校正。其记录是垂向感应涡流,有利于研究垂向电性的变化规律。

(3)勘探深度大。由于固定源建场测深法的场源是一个强大的方波脉冲电流,它具有相当宽的频谱。因此,电磁波的穿透深度足够大,有可能实现一般石油构造目标的探测。当供电功率较大(大于100安)时,能轻易达到5km。对于一般的断面,其最佳分辨的部位大致在3～4km范围内。同时,由于采用大功率场源激发和多记录接收叠加,从而提高数据的信噪比。

(4)横向影响小。从理论上讲瞬变测探的观测响应是发射和接收点及附近地下地质情况的综合反映。但是,由于固定源建场测深法的发射源覆盖儿百甚至上千平方公里的测区,这样,在该面积上场源的影响是一个常量,从而提高了相对探测的精度。此外,固定源建场测深法可以应用共接收点的多次覆盖技术,密集排列布极,空间采样率高,当地下介质为二维、三维结构时,有利于进一步提高解释精度。

(5)通过数字增强,提高采集数据的品质。由于固定源建场测深法的激发频谱是已知的,而且是可重复的,这就为采用叠加、滤波等手段抑制噪声提供了条件,并容易实现数据品质的实时监控。

根据上述特点,固定源建场测深法有可能在下列石油地质领域发挥重要作用:

(1)在具有坚硬、高速或疏松、低速岩石裸露或覆盖,地震波难以激发,表层静校困难区。例如,火山岩覆盖、碳酸盐岩出露以及黄土塬地区,或强波阻抗界面屏蔽以及其它地震波传播有困难的地区,能弥补地震的不足,获取构造内幕的信息。

(2)固定源建场测深法适合于在高阻断面中探测低电阻岩系;也可以在良导岩层覆盖的盆地内进行高阻基底的探测。

(3)固定源建场测深法的野外工作方法决定了它比较适合于进行面积勘探。例如区域性的面积普查、详查,并有可能对局部构造进行细测。在有条件的探区,与其它物探资料结合,可能进行储层的横向预测和油水边界的探测。

(4)固定源建场测深法的野外接收装置相对简单,仪器设备比较轻便,适合于人抬作业,能够在地形复杂的山区施工。

5.2.2 电磁阵列剖面法(CEMP)

5.2.2.1 方法原理

众所周知,MT(大地电磁测深)法是一种天然场源勘探方法,它不需人工场源,与磁法勘探不同,它运用了地磁场中有变化的部分。通常认为这种变化与太阳风引起的高空电离层的电流运动和大气中的放电有关。地磁场的变化幅度只有1伽玛的十分之一甚至千分之一,在地壳上层感生变动的电流。同时观测某一点磁场和电场的两个正交分量,便可计算出不同深度的视电阻率。与直流四极法测深不同,MT法不受上覆高电阻率层屏蔽影响,例如碳酸盐岩的屏蔽,对低阻层相对敏感,分辨能力高,勘探深度大。并且,MT法装备轻便、施工速度快、成本低廉等,是区域普查的好工具。

电磁阵列剖面(CEMP)法,是由美国德可萨斯大学的F.X.Bostick提出的,是对常规MT方法的一种改进,它比较有效地消除了地表不均匀体和地形起伏对MT曲线的影响,提高了解释精度,是目前公认的高分辨率电磁勘探方法之一。由于更小的空间采样间隔和对场的连续采样可提高横向分辨能力;对TM和TE极化模式的采样数据作频-深转换,可对地电结构进行更好的分辨率图像显示。通过自动的波数域低通滤波特殊处理,压制表层电性不均匀体(火成岩、风化岩和冲积物等)之静态效应。

一般MT的电磁解由"感应效应"和"传导效应"组成,二者构成整个电磁响应。在实际的地质情况下,传导效应由表层导电构造部分引起,但解释方法是假定电磁响应主要由感应引起,即通常所说的趋肤效应。这样,电磁响应中的传导效应就会在这种解释中造成错误。由极浅构造引起的传导效应在电磁响应中能持续到低频部分,按感应方法解释会认为这种电磁响应来自深部构造。

F.X.Bostick 发现传导效应可通过空间域滤波技术大大衰减，这为 CEMP 方法提供了主要依据。对电磁响应来说，在波数域，干扰传导效应的频谱组分往往以比伴随的感应效应高的波数分布。CEMP 方法的关键所在是对波数域中的电磁响应数据进行"低通滤波"衰减传导。

5.2.2.2 CEMP 采集方法

观测方式

野外观测方式是由许多首尾相连的电偶极子沿一条测线作密集的空间采样，同时采集多道大地电磁场，构成一个连续的测量剖面。全张量观测是其中的一种观测方式。

在全张量观测方式下，V-5 仪器同时测三个"+"字型的 MT 数据，沿测线方向的三个电道是首尾相连的。布极示意图见图 5-2-1。在室内数据处理过程中，通过选取合适的滤波窗口对所获得的资料进行低通滤波，可以大大减小或消除近地表局部不均匀体或高差不太大的地形起伏所引起的大地电磁静态偏移效应。

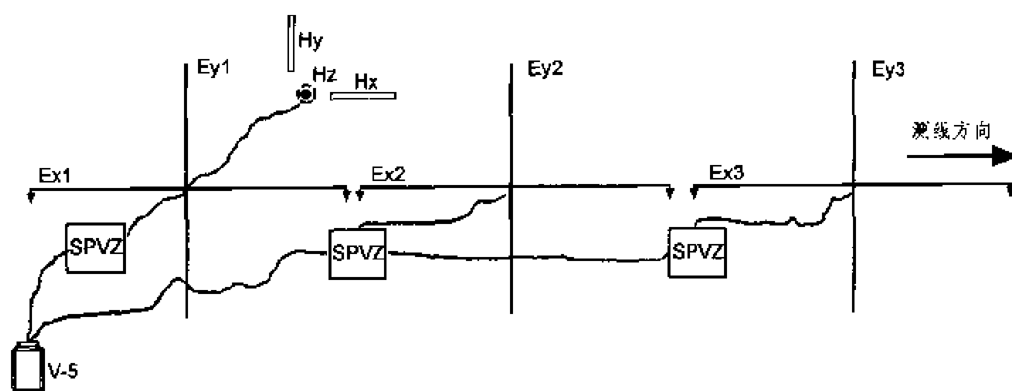


图 5-2-1 CEMP 全张量观测方式示意图

全张量观测方式的优点有：

(1)在每一个测点上都可以得到张量阻抗，即得到两种极化(TM 和 TE)的数据，因而可以获得有关地电结构的二维和三维信息。反演将充分利用这两种极化数据，得到完全意义上的二维地电结构。这在构造较为复杂的地区尤其显得必要。

(2)由于对场的连续采集，而且对观测资料采用完全意义上的二维反演，全张量观测方式的 CEMP 相对于部分张量观测方式的 CEMP，明显地提高了对地下电性分布的纵、横向分辨能力。

全张量观测方式的缺点是工作效益低。因为用 V-5 仪器作三个"+"字型的观测方式，一次只能测三个点的观测资料，其空间跨距仅为部分张量观测方式的 3/5。但是若采用 V-2000 先进仪器，则可以同时观测 16 道(点)，因而勘探效率得到大幅度的提高。

数据采集要求

为什么不能对常规 MT 实行低通滤波处理以达到消除静位移的目的呢？因为低通滤波是在采集空间 MT 资料之后的后续处理过程，而 MT 是空间域的离散采样，应使空间采样间隔满足采样定理。

设地下浅层电性不均匀体埋深 Z_0 约为 400m，ΔX 应取 200m。这是目前野外 CEMP 生产常采用的一个技术参数，ΔX 是 CEMP 测点之间的空间距离，通常也等于电偶极子长 L。采用一定长度的电偶极子也起到对电场的低通滤波作用，同时它也部分地减小了空间离散采样时的假频效应。

参数选择

采用加拿大凤凰公司 V－5 型及 V－2000 电法仪进行野外数据采集，观测频率 320HZ－512S(共 36 个频点)。根据施工设计及室内处理结果看，这样的观测频率范围完全满足生产任务中对勘探深度要求，但比常规 40 频点 MT 的勘探深度略浅，特别在盆地内，由于上覆地层电阻率较低，勘探深度比在高阻山区要浅。

测量工作

采用 GPS 差分处理系统方法(两台 GPS)测定 CEMP 测点位置。电极布设方向、磁探头方向均用森林罗盘仪确定，测线方向为 X 坐标轴，垂直测线方向为 Y 坐标轴。水平磁探头由水准器调节水平。

5.2.2.3 资料处理

张量阻抗估算

对于全张量观测方式，在每一个测点上都可以估算通常意义上的“张量阻抗”

$$Z = \begin{vmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{vmatrix} \tag{5-2-1}$$

因而在每一个测点均含有地下电性结构的二维和三维信息。

空间域低通滤波

从 CEMP 方法的基本原理看，滤波的对象是电场，而实际资料处理是对“张量阻抗”进行滤波的，这本质上是等同的，因为通常认为水平磁场在一个不大的测区内基本上为常数。空间域低通滤波处理过程可归纳如下：

(1)在测点 X_k，频率点处 ω，求 Bostick 深度 $Z_b(X_k,\omega)$

$$Z_b(X_k,\omega) = Z_{xy}(X_k,\omega)/(\omega\mu) \tag{5-2-2}$$

(2)计算汉宁窗口宽度 $W(X_k,\omega)$

$$W(X_k,\omega) = C \cdot Z_b(X_k,\omega) \tag{5-2-3}$$

其中滤波因子调节参数 C 是一个预先调节好的常数，通常在 1～4 之间取值。

(3)求参与滤波计算的电偶极子个数 $2m+1$。

$2m+1$ 为最接近 W/L 的奇数。

(4)计算离散化的滤波系数 β_i

$$\beta_i = \int_A^B H(X - X_i)\mathrm{d}X \tag{5-2-4}$$

式中，H 为汉宁函数。

(5)对张量阻抗作低通滤波求取滤波后 $Z_{xy}(X_k,\omega)$

$$Z_b(X_k,\omega) = \sum \beta_i Z_b(X_k,\omega) \tag{5-2-5}$$

(6)由于(1)中所求的 $Z_b(X_k,\omega)$含有静位移影响，粘度不够，应用(5)中求得的 $Z_b(X_k,\omega)$代入重新计算，这导致(1)～(5)所谓自适应的反馈迭代运算，终止条件为得到一稳定的 ω。

(7)根据最后得到的“张量阻抗”计算视电阻率和相位。

这个过程对 Z_{yx}同样适用。

基于波数低通滤波处理,有选择地衰减由于地下二维浅部非均匀体和地形高差起伏变化而造成的传导电流效应,压制静位移影响,使 CEMP 方法成为一种独特的电磁勘探技术。此外,CEMP 方法本身空间采样密度较高和电偶极子连续排列避免了常规 MT 测量所常见的空间采样不足的问题,大大地扩大了大地电磁信息量,使人们可以获得地下电性结构的连续变化图象,因而提高了结果的可信度和对地下电性分布的纵、横向分辨能力。

位移张量分解

由于山地地质构造相对较复杂,地形起伏大,相对高程悬殊,给资料的处理和解释带来很大难度。因此处理和解释须反复交叉进行。例如,436 测线在 5km 范围内地形相对落差达 400m。根据二维地形正演模拟的地形感应校正系数沿测线方向变化较大,并且由于实际地形是三维的,使得畸变情况更为复杂。

如何将电法资料应用好,做好地形校正是一个非常重要的处理过程。

当存在地形与局部异常体时,视电阻率受其两者共同影响,很难单独分开。为此,采用两步法对其影响进行消除。(1)采用静态位移分解模型消除"静位移",它可以消除由浅部局部不均匀体(包括二维和三维)以及小起伏地形(包括二维 - 近似柱体,三维 - 近似球体)所引起的电流畸变效应即"静态位移"效应,这种电流畸变效应是通频带的。(2)用带二维地形的二维反演方法,既反演出地下二维电性构造的信息,也消除了大的二维地形形态对反演结果的感应畸变效应,这种感应畸变效应不同于静态位移,因它只存在于有限宽度频带范围内。

分解模型的方法是:

对每一个测点的阻抗元素施行下列分解

$$Z = R(\theta)CZ_0R^T(\theta)$$

$$C = \begin{bmatrix} e & 1+\lambda_1 \\ 1+\lambda_2 & e \end{bmatrix} \qquad (5-2-6)$$

其中 Z 是实测的"张量阻抗元素";θ 是构造主轴方位转角;C 是静位移矩阵;Z_0 是分解后消除了"静态位移"影响且已向主轴旋转的用来进行反演的阻抗元素。

这一分解模型不须预先知道地形的形态,分解后,

$$e^2 = 2(\lambda_1^2\lambda_2^2) + 5\lambda_1\lambda_2$$

则为三维地形。

若
$$e^2 = \lambda_1\lambda_2$$
则为二维地形。而实际大多数情况是介乎二维和三维之间的地形。

图 5-2-2,显示的是一探区 436 测线的地形和分解所得与静位移有关的系数 e 的曲线。在地形起伏变化大、形态复杂的地段,最大静位系数 e 值可达到 4 以上。系数曲线跟频率无关,即为通频带。

图 5-2-3,显示的是 436 测线的阿其克地形(上部分曲线)以及二维模拟得到的感应效应校正系数分布图(下部分等值线)。在山谷,校正系数小于 1,最低为 0.6,而山顶校正系数大于 1,最大为 1.6。可以看出感应校正系数与频率有关,频率越低系数越接近为 1,在 1Hz 以下的频段该系数基本为 1,即校正系数是有带限的,它局限于高频段。

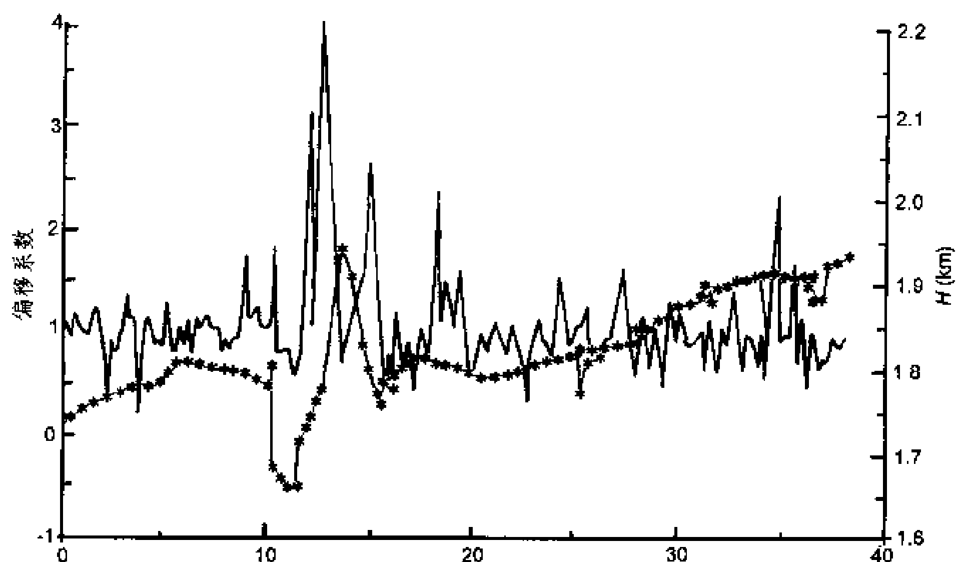


图 5-2-2　CEMP436 测线静位移分解系数 e 曲线图

（*—地形，实线—系数）

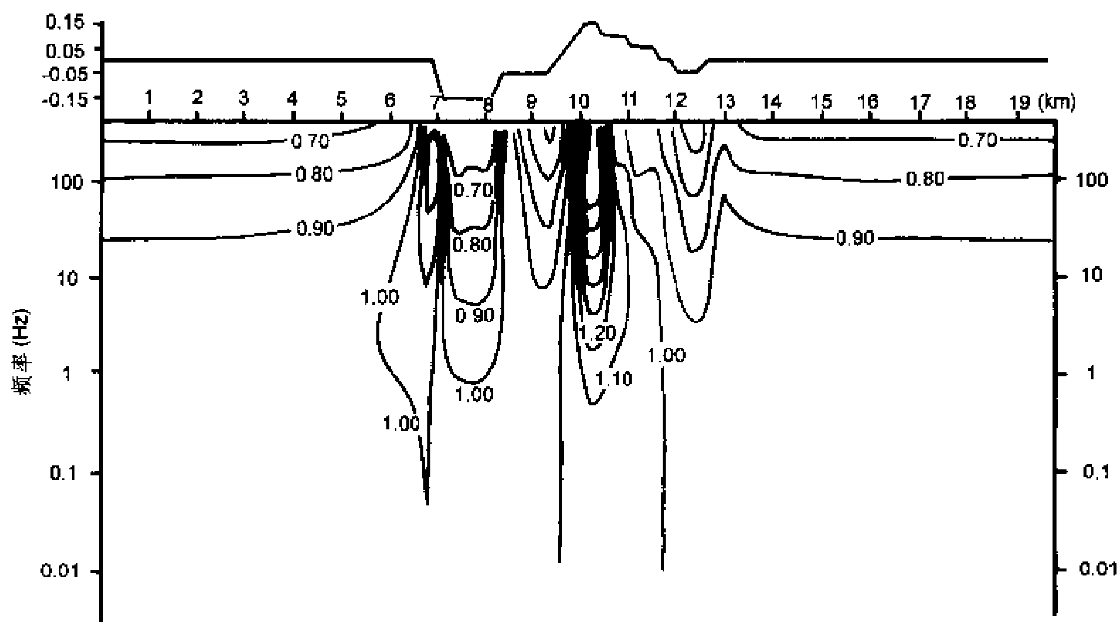


图 5-2-3　CEMP436 测线阿其克地形模拟和感应校正系数分布图

对于消除不干净的部分，则用小系数的 CEMP 滤波进行二维空间域滤波处理，例如统一取 CEMP 处理系数 $C=0.4$。

5.2.2.4　资料解释

反演解释

下面以 108 测线为例，说明电磁方法的反演解释：

(1)对经过室内各种步骤处理后的资料作曲线图，观察曲线形态变化，分析曲线类型，划分大致地电层位，编制编辑后的原始视电阻率(ρ_{TE}、ρ_{TM})和相位(ϕ_{TE}、ϕ_{TM})的频率域剖面图(图 5-2-4 至图 5-2-7)。

相位与视电阻率随频率对数的变化有关。当相位等于 45°时，说明视电阻率随频率没有变化或出现极值；当相位小于 45°时，视电阻率随着频率的降低而增大。相反，当相位大于 45°

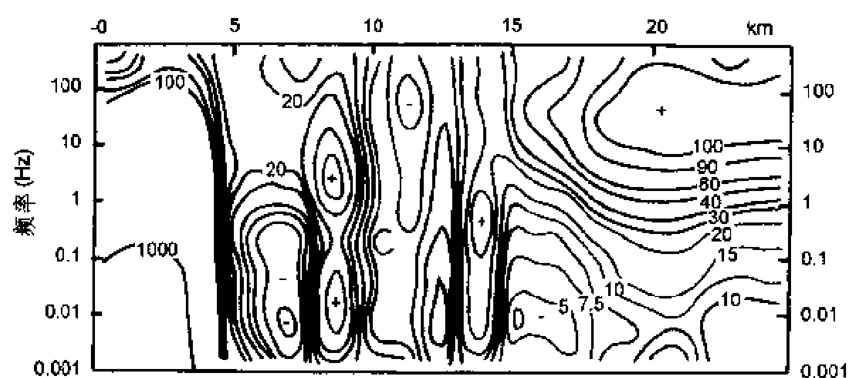


图 5-2-4 CEMP108 测线视电阻率 ρ_{TE}的频率域剖面图

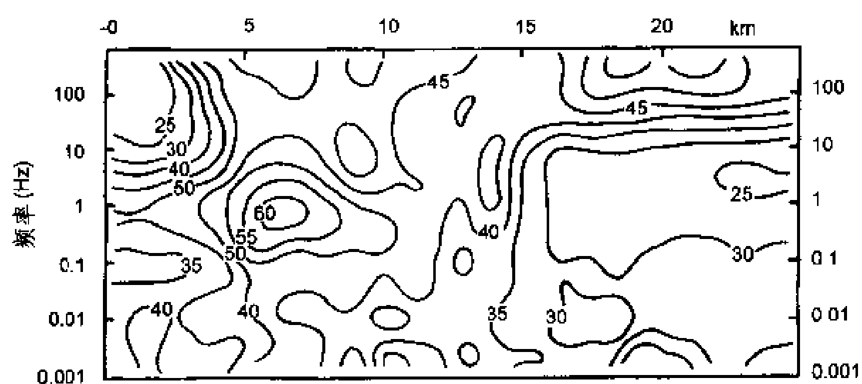


图 5-2-5 CEMP108 测线相位 ϕ_{TE}的频率域剖面图

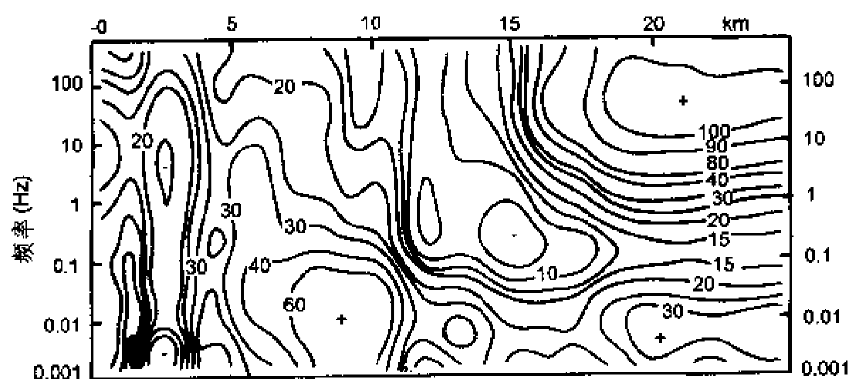


图 5-2-6 CEMP108 测线视电阻率 ρ_{TE}的频率域剖面图

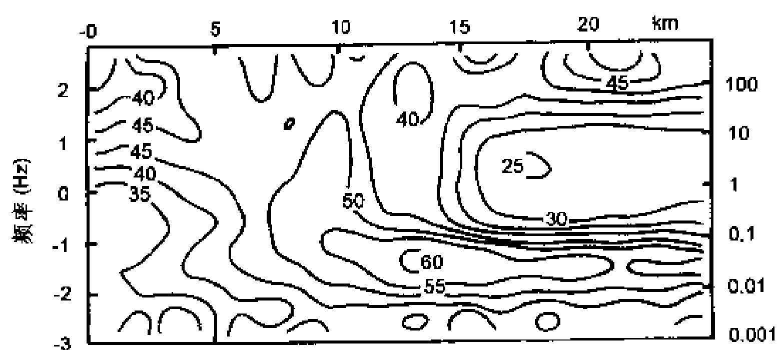


图 5-2-7 CEMP108 测线相位 ϕ_{TE}的频率域剖面图

时,视电阻率随着频率的降低而减小,相位的极值频率为视电阻率的拐点频率(梯度极值点频率),相位反映了视电阻率随频率变化的一次导数,所以相位断面图可有效地判别视电阻率断面中是否有静态干扰。

可以看出 TM 极化受静位移影响(5,9 和 14km 处)比 TE 极化的要大。因为 TM 极化曲线上的挂面条特征很明显,而相应的相位曲线横向变化比较平稳。

(2)对整条测线的 ρ_{TE} 或 ρ_{TM}(本次反演选用 ρ_{TM}),作 Bostick 一维反演,绘制反演剖面图,并将反演结果作为进一步精确二维反演的初始模型。

(3)用人工交互式迭代法进行二维反演(网格划分:水平方向 200m,垂直方向 100m;同时在地形较复杂的地段加密垂向网格而将地形也容入反演模型之中),其中正演采用有限元和差分方法,矩阵元求解选用方向搜索法,理论值与实测值(视电阻率和相位四种数据)达到最佳拟合效果后,获得最终地电结构的几何和电阻率参数,进而编绘反演后的电阻率-深度剖面图,以供电法-地质综合解释。电阻率-深度剖面图的显示有等值线方法、黑白充填形式和彩色充填形式三种方式。如图 5-2-8 就是其中一种黑的。

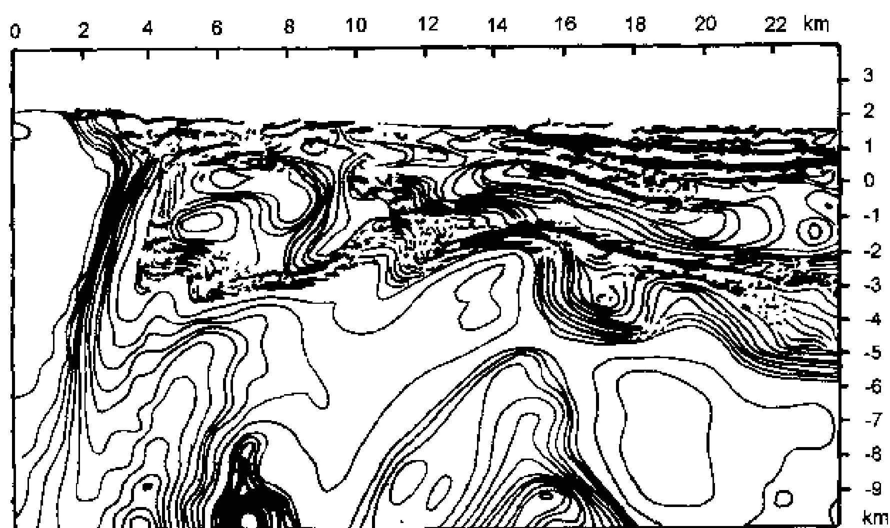


图 5-2-8 CEMP108 测线二维反演剖面(等值线)

(4)根据反演的电阻率-深度剖面,结合有关的地面地质资料,进行电法-地质综合解释。在有重力、磁法、钻井和地震资料的情况下还可进一步作综合处理、反演和解释。108 线解释剖面见图 5-2-11。

资料定性分析

视电阻率曲线类型

在该测区的视电阻率曲线形态主要呈四种类型即:A、K、HK 和 HKH 型。

A 型曲线:大致在进入老山的测线南端出现,它代表着由低阻变化到高阻进而变成更高阻的电性变化序列。

K 型曲线:从 096 线至 124 线整段测线,238 测线中段偏南的区段出现此类型曲线,表示电阻率从高频段到低频段是由低阻变化到高阻再变化到低阻的变化规律。

HK 型曲线:反映高阻-低阻-高阻-低阻地电变化序列。各南北向测线北端出现此类型曲线。

HKH 型曲线:反映高阻-低阻-高阻-低阻-高阻地电变化序列。从 156 线到 238 线中

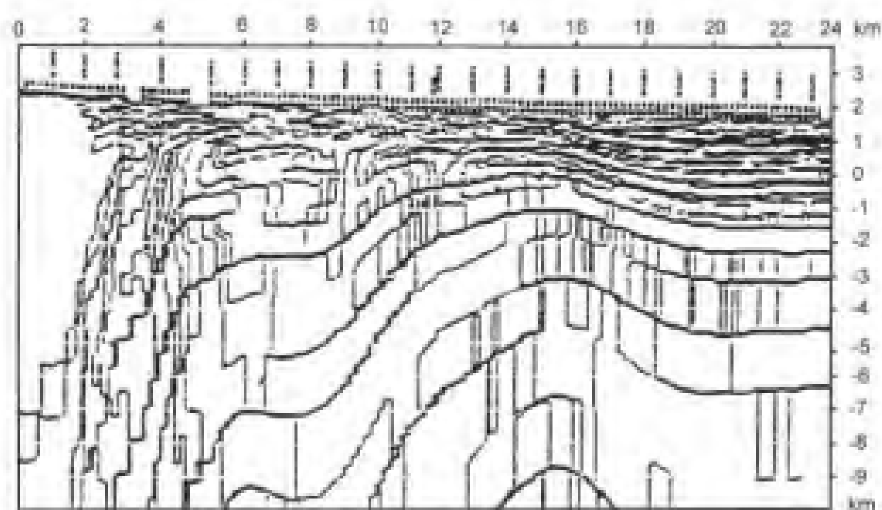


图 5-2-9 CEMP108 测线二维反演剖面图(黑白)

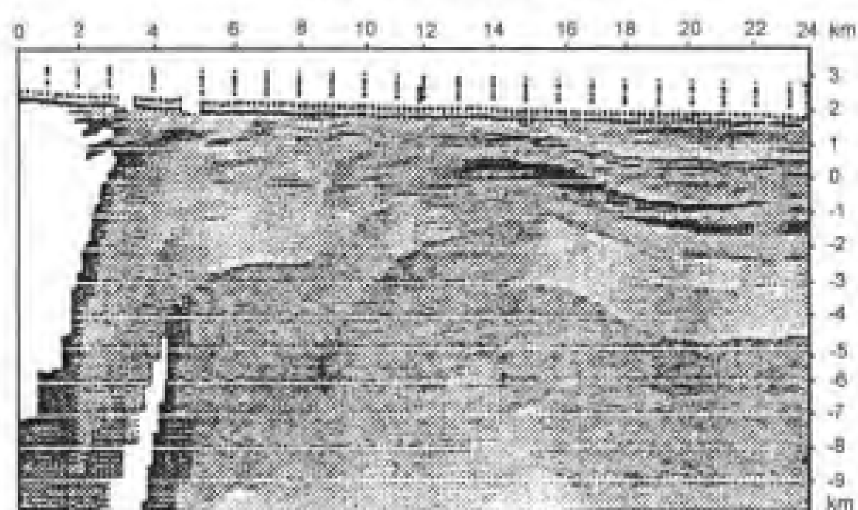


图 5-2-10 CEMP108 测线二维反演剖面图(彩色)

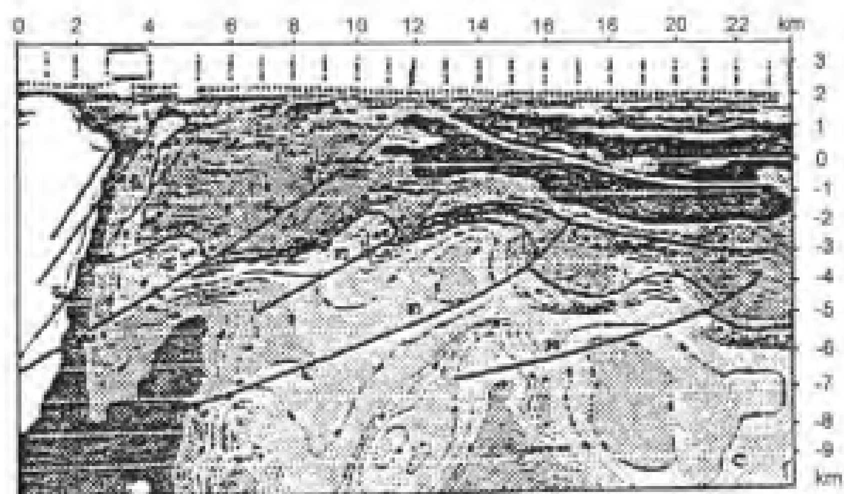


图 5-2-11 CEMP108 测线电法-地质综合解释剖面图

部区段出现此类型曲线。

对于构造复杂地段，两种极化曲线形态差异较大，对曲线类型的认识，只能对解释起一个参考的作用。

总纵向电导分布特征

总纵向电导 S 值求取公式为

$$S = 520\sqrt{1/\rho_{min} \cdot f_{min}} \qquad (5-2-7)$$

其中 ρ_{min}为整条视电阻率曲线的极小值；f_{min}视电阻率曲线极小值对应的频率。对多层曲线而言，当其右侧(长周期--端)上升时，用紧邻上升段左侧极小点处的 f_{min}和 ρ_{min}代入上式来计算 S 值。对于本区，总纵向电导所反映的主要是古生界顶的性质，即表示古生界高阻层以上所有地层的电导率和深度的乘积。高的总纵向电导值既可能表示古生界顶界埋藏深，也可能表示上覆地层电导率高。

反演电性剖面结构特征

(1)垂向特征。

高－低－高－低结构特征。南北有差异：表现在 N_2 地层上。北部，无下高上低正旋回特征；南部，有下高上低正旋回特征。这同地面地质剖面结构一致。

(2)横向特征。

由南向北剖面电性上表现的铁克里克块体(高阻)－和田逆冲推覆构造带(复杂的电性结构)－和田凹陷(高阻－低阻－高阻)格局。

(3)电法剖面对比解释。

仅以该区的108线为例进行解释对比分析。该测线为南北向测线，全长24km。

位于康开推覆构造亚带中段，冲断前缘变形复杂。剖面上表现为由南向北展布的多条南倾逆冲断裂(主要有杜瓦断裂、桑柱断裂、F2、F3 和 F4)冲断所构成的三角带。

杜瓦断裂在137号测点出露地表，其以南为康开推覆构造带。在杜瓦断裂和桑柱断裂之间为地表桑柱背斜，桑柱背斜为桑柱断裂的牵引构造，其核部 P_{1p}地层在154号测点出露地面，背斜南翼倾角缓而北翼倾角陡甚至倒转。如图5－2－12所示为108线上桑柱背斜在电法剖面上反映的局部放大图。其背斜形态保持到6000m深度，高点明显南移，最深层石炭系高点较地面南移4000m左右。

F2 和 F3 断裂上盘整体形成牵引背斜构造(F2＋F3 断展背斜)，其顶面最浅埋深约海拔1500m，核部中心点位于163号测点下方。F4断裂也形成小起伏的F4断展背斜。

5.2.2.5 结论

电法测量作为盆地早期评价勘探方法之一，可用于解决大的区域地质构造问题，补充地震勘探成果。而在中期构造勘探中也可发挥重要的作用，通过电法勘探工作，使工区的电法勘探测网形成一定规模，基本上达到可联片解释。同时电法仍可继续发挥以下一些重要的作用：

(1)在山前逆冲推覆带地震难以获得好资料的地段，电法可以得到高质量的有关电性分布方面的信息，这些信息从电性这一不同于速度的特殊物性，提供有用的解释资料。

(2)以地下电性分布特征为前提，根据电法资料所圈定的探区的高阻砾岩体的存在，对重力资料的反演和解释提供标定条件和参考资料。

(3)从地下电性分布特征出发，运用较成熟的电磁勘探方法技术——CEMP空间高分辨率电磁技术这一手段，可以从电性层分布特征出发，圈定局部电性构造圈闭。

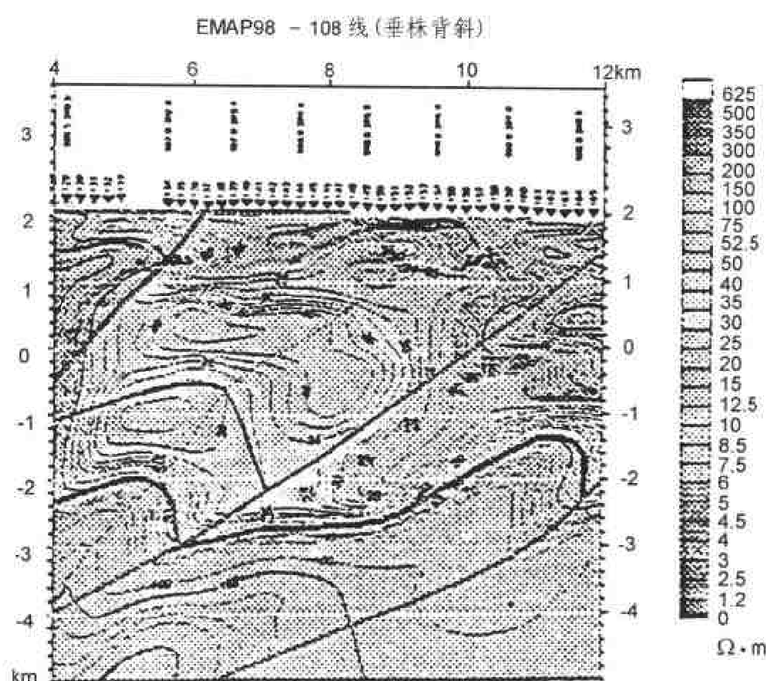


图 5-2-12　CEMP108 测线局部构造-桑株背斜电法响应

5.3　地面地质调查

地面地质调查主要是指地面石油地质调查，查明探区内地层展布、层序及时代、岩相及厚度变化、地质体之间的接触关系，查清探区内构造格架，明确断裂的展布方向和规模以及各褶皱之间的组合关系；结合相邻探区的地层、岩性和构造资料的分析，对探区内构造发展进行分析和研究，探讨探区内构造演化形成机制，提高探区内的基础地质研究程度。通常地面地质调查的研究内容包括以下几个方面：

(1)收集区域地层、沉积岩、变质岩、火成岩和构造资料，与研究探区内的资料相结合，对区域背景构造、探区内的构造形成演化和形成机制进行研究。

(2)通过探区内的地质路线穿越和追踪，对构造形态进行野外观察，编绘地层剖面、路线剖面和走廊剖面，落实地面地质构造，并研究它们之间的关系。

(3)对探区内岩石物性参数(电性、密度等)采样测试，编制地质岩性剖面；对局部地段可进行剥土和槽探工程，并编绘槽探图。

(4)深入研究探区内重点背斜、断裂的空间展布、性质、规模、构造特征、深浅演化和形成机制，以及与周围断裂和构造的关系。

(5)结合野外观测，通过室内分析，进一步研究各地层的分布、厚度、接触关系和岩相，编绘地质岩性分布图、残余厚度等值线图和沿电法、地震测线的地质岩性剖面。

(6)充分收集利用区域地震、钻井、重力、电法和综合地学剖面有关的资料，补充地面地质调查资料的不足；同时研究区域深部地壳结构与浅部的关系。

(7)通过野外地面地质调查和填图，初步了解探区内地层发育状况、生储盖条件和构造展布、类型及成因；并可能发现地面油气显示，取得一批露头样品，为早期进行的探区地质评价和以后进行的山地地震攻关打下基础。

5.4 遥感测量

所谓遥感就是遥远的感知。广义而言，非接触式地球探测技术均属于遥感范畴，狭义遥感，则仅指宇航遥感技术，通常称遥感技术。

它是采用装载于飞行器上的遥感器系统，从空中探测地球表面各种覆盖物辐射的近紫外、可见、红外、微波波段电磁辐射信息，进行地球资源与环境调查。平台是指放置传感器的运载工具，按其高度，大体上可分为地面平台、航空平台或航天平台。传感器又叫敏感器或探测器，是指具有遥感能力的仪器，它是收集、测量和记录地物各种电磁波特征的工具，它的性能决定了遥感的能力：包括探测电磁波波段响应能力，传感器的空间分辨率和物理分辨率，传感器获取地物电磁波信息量的大小和可靠程度，以及遥感成像或非成像的方式等。

通常，遥感数据的采集是由专门的队伍来完成，油气勘探只是应用其成果，参与部分数据处理工作，从解译到成像，以及影像增强和图像运算等。例如，NOAA 气象卫星数据处理分析包括：几何纠正、辐射校正、假彩色合成、VI 分隔、彩色空间变换、空间滤波、非监督分类和热贯量制图等；陆地卫星 TM 数据处理分析包括：几何纠正、辐射校正、波段匹配、数字镶嵌假彩色合成、VI 分隔、彩色空间变换、卷积滤波、非监督分类、主成分分析、比值与组合比值处理等。

以卫星遥感图像数据为主要信息源，油气藏上方地物的电磁波反射－吸收辐射信息为依据，运用地物波谱－地球化学－遥感图像拟合的烃类及其蚀变信息的计算机处理、识别和提取技术进行烃类异常的检测。

(1)利用卫星照片地质图像显示，圈定区内线形、环形、块体构造，进行地质构造解译，研究区域地质构造特征，划分地质构造单元。

(2)利用卫星照片进行烃类检测，结合地化指标的检测，研究区域烃类异常分布及其特征，划分区域异常分布区，圈定局部烃类异常，评价烃类异常的油气地质意义及其地质成因。

(3)加强遥感与化探烃类检测的复合分析，研究化探异常与遥感异常在空间分布上的一致性和相关性，提高烃类异常检测的可靠性。对区域和局部烃类异常进行地质综合评价，提供烃类检测勘探目标。

另外，遥感测量在山地勘探中的应用还有以下几个方面：

(1)根据遥感卫星照片，可了解地表地形、植被、水系、岩土等分布情况，帮助建立表层结构模型，为地震和重、磁、电数据采集、处理和解释提供十分有用的信息。特别是山地和山前带勘探，实地踏勘困难很大，同时也很难掌握工区整体面上的信息，利用遥感影像照片，就很容易掌握整个工区的情况，无论在测线部署、采集因素设计、生产施工组织等方面都能提供十分有用的信息。

(2)在地质方面的应用，首先是区域地质填图，例如利用 1:6 万或 1:10 万左右的像片，可以填制 1:10 万或 1:20 万的地质图，进行区域地质调查。利用遥感影像，可以进行地质构造解译、岩石解译和隐伏体的解译。在山地复杂的构造带上，由于山体太高或太陡，在地震测线空白区，通过遥感数据解译，可发现隐伏构造，并预测大致的埋藏深度。同时，通过遥感影像辨认压性结构断裂、张性结构断裂或扭性结构断裂，可以研究地质构造的应力场。

(3)遥感技术在测绘中的应用。该技术早期就应用于地形测绘。后期的影像地图、数字化

影像测绘、影像镶嵌地图和三维立体模型影像等，在油气勘探中都直接或间接地得到应用。

由于卫星遥感技术的迅速渗透而使石油天然气勘探充满生机。尽管卫星遥感在石油勘探中的应用远未到达完善的程度，但从1978年对新疆塔里木盆地(西部)进行遥感石油地质应用研究以来，曾先后在河南、西藏、内蒙、辽宁、山东、江苏、四川及滇黔桂等15个省(区)内进行了近500万平方公里面积的石油地质应用及研究，在原有地质成果基础上，新解译发现了局部构造或构造带近千个，断裂上万条，并预测了一批有勘探远景的含油气构造带。实践证明，利用这些通常看来并不显眼，甚至孤立的遥感信息进行组合的、全面的和综合的分析，就能获得揭示地下地质规律的有价值的地质资料。卫星遥感图像不但形象、真实，而且具有宏观性、整体性的特点，这是其它资料无法比拟的。因此，遥感技术不但在勘探前期的石油地质条件，包括含油气盆地的区域地质背景的研究，盆地形成的时空规律及形成机制的研究等方面有着重要的作用，而且在研究盆地本身结构特点，含油气构造带的分布和利用已知油气因图像特征类比分析，预测新油气田方面也能作出积极贡献。

区域油气勘探是选择重点和确定有效勘探靶区的方法和手段。由于卫星遥感不但有真实感，而且具有广阔的视域，因而能帮助人们迅速和较全面地掌握地质体的宏观规律，事半功倍地实现了从点到线、从线到面的传统工作过程所要达到的目的。此外，它的真实性还填补了在上述工作过程中人为因素造成的失真现象，这是卫星遥感在区域地质调查和区域油气勘探中的最大优势之一，具有特别重要的实际意义。而有效勘探靶区的选择又是取得石油勘探成功的重要一环。对于石油地质工作者来说，通常都把沉积盆地从有机质伴随沉积物堆积至石油生成、运移、聚积和保存看作是油气勘探的基本地质单元。因此，石油工作者的首要任务是在区域地质背景研究的基础上，发现和圈定各种沉积盆地。而卫星遥感图像所具有的真实、宏观的特点，恰恰能为直接确定沉积盆地及其几何形态提供精确和形象的资料。对了解和研究那些通行困难，人迹罕至的高山与荒漠地区的沉积盆地，卫星遥感图像更具有卓著的功效。位于中国西北地区的塔里木盆地，就是典型的一例。

塔里木盆地面积达56万km^2，为一夹持于天山、昆仑山褶皱山系之间的巨大叠合型沉积盆地(见书后采图5-4-1)。其地表广为第四系覆盖，而且沙漠面积占其三分之二。盆地基底为前震旦系变质岩，盖层由古生界和中、新生界构成，最大厚度为15000m。从钻井资料看，盆地中各时代的岩性与外围出露的相应层位基本一致。目前已在古生界及中、新生界有关层位中获得工业油流。盆地西部遥感资料的地质解译表明，卫星遥感不但能从宏观上使人迅速建立起盆地的区域地质概念，而且对确定与油气聚集有关的局部构造也十分有效。据统计，盆地西部共解译出环状构造86个，其中55个与地表构造有关，其有效率可达64%。需要特别指出的是，已获工业油流的168号潜伏构造最初就是由卫星遥感资料发现的。1989年在著名的轮南构造以西的塔北地区，通过TM图像的地质解译发现了一条宽为2～5km，长达100余公里的北东向巨大潜伏断裂隆起带。人工地震也证实，该断裂隆起带是由两条断层挟持的古生界地垒式构造。当时根据该构造带所处的区域构造位置及图像信息显示的特征推断，该断裂隆起可能为一含油构造带。后来的钻探证实，在该断裂隆起带的两侧及隆起上均获得了多处工业油流。与此同时，在塔里木河两岸的大片荒漠区，根据水系刻划的微地貌特征，以及该区微地貌特征与地下潜伏构造之间存在相关性的普遍规律，发现了受水系包抄或河流环绕的雀羚斯特和阿克库木等潜伏构造(图5-4-2 RT16，RT14—2)。前者被人工地震资料证实为奥陶系构成的潜山型隆起，四周为石炭系所披覆，后者为见油气显示的奥陶系潜山头。

图 5-4-2　轮台—库车地区 TM 地质解释图

20 年来,我国遥感测量技术得到了迅速发展,遥感数据在山地油气勘探中得到了广泛应用,成为一种不可缺少的手段,起到了加速山地油气勘探进程,缩短勘探周期,节省勘探投资提高效益的尖兵作用。我们相信,随着遥感测量技术和逐渐普及和深入,其功能和作用也收到得到不断完善和提高。

6 山地地球物理勘探实例

6.1 国外山地地震勘探

在1994年的SEG年会上,由15个国际石油公司代表组成的国际地球物理作业协调委员会,针对山地逆冲断裂区地震勘探存在的有关山地地震采集、处理与解释技术难题,召开了题为"山地逆冲断裂区地震数据采集和处理"的专题讨论会。会议讨论了由波利维亚高原到西西里海岸外地中海的逆冲断层环境的地震采集问题。与会代表一致认为:山地地震资料的质量强烈依赖于地形、地面地质、岩性和地下结构的复杂程度;浅层速度控制是关键因素;二维地震方法不能成功地使三维复杂构造成像;解释人员在采集设计和地震处理中起着日益重要的作用;山地地震应采用密集的空间采样,例如采用10~12.5m的小道距;山地地震数据处理则包括叠前深度偏移、弯线处理及浮动基准面的选择等方面。

90年代以来,国际各石油公司针对山地地震勘探中的难点进行了攻关,在数据采集、资料处理与解释等技术上取得了成效,特别是在碳酸盐岩裸露区和地质结构复杂的山地地区。从而提高了油气勘探成功率,增加了油气储量和产量。

6.1.1 加拿大落基山脉山前带

加拿大落基山脉山前带地形恶劣,有些地方出露石炭系、泥盆系碳酸盐岩,是长期困扰地球物理学家的地震难区。以前曾进行过昂贵的高分辨率、高覆盖次数的二维山地地震勘探,但都失败了,没有取得好的成效。

加拿大阿莫科公司于1993年夏季施工,在该区作了两块直升飞机三维山地地震勘探。在逆掩推覆的碳酸盐岩未出露地表及其厚度变化不大的地方,得到了高质量的山前带地震资料。而在碳酸盐岩厚度变化大和地表出露碳酸盐岩的地方信噪比变差。其结论是:用直升飞机进行三维山地地震勘探的费用比普通二维山地地震勘探低得多,1km^{2}的费用约为二维1km测线费用的四分之一;影响地震资料质量的主要原因不是恶劣的地形,而是地下复杂的冲断构造及地表出露的碳酸盐岩;进一步的工作,则集中在叠前处理阶段,包括静校正和非双曲线NMO校正,强烈的横向速度变化表明,应认真进行叠前深度成像的研究工作。

6.1.2 意大利阿尔卑斯山

意大利最大的阿尔卑斯山油田位于南亚平宁山脉中部。区内山峰高达2000m,地貌异常崎岖不平。有陡崖、石灰岩柱、深而开阔的冲沟,以粘土系列为主的地区经常发生滑坡,区内60%的探区覆盖着茂密的矮树丛,属环境敏感区。山区道路稀少,由于气候原因,施工最佳时间仅为6个月。该区70年代以来,已作过2000km的二维山地地震勘探,总的来说其质量很差。区内地震反射资料变化很大的原因,除与深部构造复杂有关外,还与地表地貌条件、岩性出露不均匀有关。为了进一步开发油田,阿吉普公司在1993年开展了面积为200km^{2}的三维山地地震勘探工作。为了组建地震队伍,曾作了5次野外踏勘,并用图显示难以到达的炮点位

置。然后,利用二维山地地震的生产统计数据,计算了各种类型炮点的月生产定额。根据施工要求,确定了队伍基本装备是18台钻机,6台由LAMA直升机搬运的空压钻机和12台装在轻型卡车上的轻型钻机(一部分水钻、一部分空压钻机),采用960道接收。并预计出直升机搬运钻机每月钻井240口,普通钻机每月可钻井700口。对数据处理也进行了深入的安排。队上还有一个安全小组对勘探工作的安全和环境保护进行监控,在整个近20万工时的勘探过程中没有发生一起事故。这次勘探工作不但按工期而且按计划费用完成,与二维勘探成果相比,三维勘探取得了令人满意的成像结果,安全和环保工作也做得很好。因此,被认为是一次效率高、效果好的勘探实例。

6.1.3 美国瓦尔弗迪盆地台地—山谷带

美国西得克萨斯州瓦尔弗迪盆地的台地—山谷带属于地表及地下条件都很复杂的困难探区。由于地表地形起伏大,地下又有大量的断层和盐丘,使得历年来的油气勘探工作进展不大。

1995~1996年美国精明技术公司在瓦尔弗迪盆地开展了323km^{2}的加密空间采样率的三维山地地震勘探工作。该地区地表被高速硬质的碳酸盐岩层覆盖,地下是逆掩断裂带。在石灰岩中激发产生的强烈面波及地下台地边缘出现大量反向散射式噪声干扰波,其能量强度远远超过地震有效波能量。针对地下地震有效波呈球状传播,而地面噪声呈环状循环这一传播方向差异,利用采集观测系统中检波器组合的调节方向特性对检波器组合进行设计,有效地排除了干扰,显著地提高了地震资料的信噪比和分辨率。依照所获得高质量的三维地震图像,重新确定了150口探井,其勘探成功率达到50%。由此探明了新区,并摸索出了一套石灰岩出露区山地地震勘探的成功经验。

6.1.4 也门马西拉地区

也门共和国的马西拉地区地下勘探目的层的结构比瓦尔弗迪盆地的情况更为复杂。地下虽不是逆掩断裂,但为数众多的断层,使地层更为破碎,并有地层尖灭伴生。地表条件差,地形起伏更大、更陡,悬崖高差达250m,地震施工条件更加困难。

1996年大陆石油公司将1995年所采集的三维山地地震资料,与早期采集的二维山地地震资料重新进行分析处理,发现该区的干扰噪声成分与瓦尔弗迪盆地的地震干扰极其相似:地震初至波、直达波和面波的波速非常近似,反向散射干扰点清晰可见。据此,根据马西拉地区的实际情况,适当调整地震采集参数,同时,参照瓦尔弗迪盆地的勘探经验,制定了有效的三维地震数据处理方法,例如:三维倾角时差校正、动校正叠加和偏移等,来压制各种干扰。在该地区的三维地震勘探施工中,采用了记录道数多达1250道的多道遥测数字采集系统进行采集记录,地面卫星定位施工测量技术,现场处理机进行实时动态处理,直升机运输采集装备等。这些先进手段使1996年的三维观测面积较1995年提高了4倍,共计完成三维地震150km^2、二维地震150km,试验线9km,大大提高了地震勘探的精度和效率。

在1997年第一季度,CANOXY公司完钻斜井3口,共产油2.4bbl/d。利用新的三维地震勘探成果,到9月底为止,CANOXY公司新增加油气探明储量7600bbl,使总储量达到1.69bbl。这使油田总产量由1996年的平均17.1bbl/d,提高到1997年一季度的18.5bbl/d。此项技术的应用不仅扩大了油田面积,而且使油藏寿命也延长了5a。

6.2 重庆石柱山地二维地震勘探

石柱区块位于重庆市东部渝东中上古生界天然气高产富禁区的东南部,东起齐岳山西麓,南抵乌江,西、北边界以重庆辖区的长江为限。区块包括石柱复向斜、方斗山高陡背斜带,面积约9000km²。区内上古生界天然气资源量为6311.82~8822.24亿m³,现已发现石炭系黄龙组、二叠系长兴组、三叠系飞仙关组和嘉陵江组四个气层,建南气田和龙驹坝、洋渡溪含油气构造,为四川含油气盆地的重要组成部分,也是新区勘探建立川东上古生界新的天然气勘探基地的重点目标区块。

由于石柱区块地处渝东中高山区和地质构造上的方斗山高陡背斜带及其石灰岩裸露区,故二维山地地震的勘探难度很大。从而使区内众多的勘探目标——潜伏圈闭和生物礁、鲕粒滩难以发现和落实,影响勘探的进度和效益。急需对区内二维山地地震勘探方法进行攻关,特别是在方斗山高陡背斜带及其石灰岩裸露区。

6.2.1 地震勘探简史

四川石油管理局地质调查处于1971年开始对区内方斗山高陡背斜带西翼及其相邻的大池干井、高峰场等潜伏构造进行了低覆盖次数的二维山地地震连片详查,过江(长江)已伸至方斗山高陡背斜带西翼雷口坡组下层;1984年至1987年又对大池干井构造南段和高峰场,潜伏构造南段进行了详查和补充详查。江汉石油管理局地球物理勘探处在齐岳山高陡背斜带以西、长江以东的石柱区北部进行了地震普查。至1992年共完成地震勘探普详查测线5789.955km,但这些地震勘探工作多集中于石柱区块北部的万县地区,为浅井激发和4~10次低覆盖采集,效果不甚理想,无法提供可靠的勘探目标和井位,在高陡背斜顶部还留下了5~6km的空白带。

1994~1998年,中国石油天然气总公司勘探局新区勘探事业部渝鄂湘边区天然气勘探项目经理部组织四川石油管理局地质调查处和江汉石油管理局地球物理勘探处对石柱地区二维山地地震进行了攻关,发展了二维山地地震勘探方法,发现和落实了一批勘探目标,提供了一批井位。在二维山地地震勘探技术方法上取得了很大进步。二维地震勘探区域位置见图6-2-1。

6.2.2 地震地质条件

6.2.2.1 生产试验测线位置

根据1996年二维山地地震勘探的部署设计,生产试验测线石柱96-9线位于方斗山高陡背斜带中南段,石柱95-20线与95-21线之间。穿越背斜带主体方斗山高陡背斜带主体部位的复杂地质构造测线段(图6-2-1)。生产试验段北起同合场南约3km,南至石柱梁城西北约3km,全长13.92m。

生产试验段紧密结合当年生产进行,由承担石柱复向斜中南部二维山地地震普详查的四川石油管理局地质调查处施工。

6.2.2.2 自然地理条件

石柱96-9测线通过地区属渝东中高山区,地貌险峻、群峰叠嶂、沟壑纵横,悬崖峭壁到处可见,海拔200~1800m。石柱96-9线检波点最低海拔250m,最高海拔1347m,相对高差约1100m。

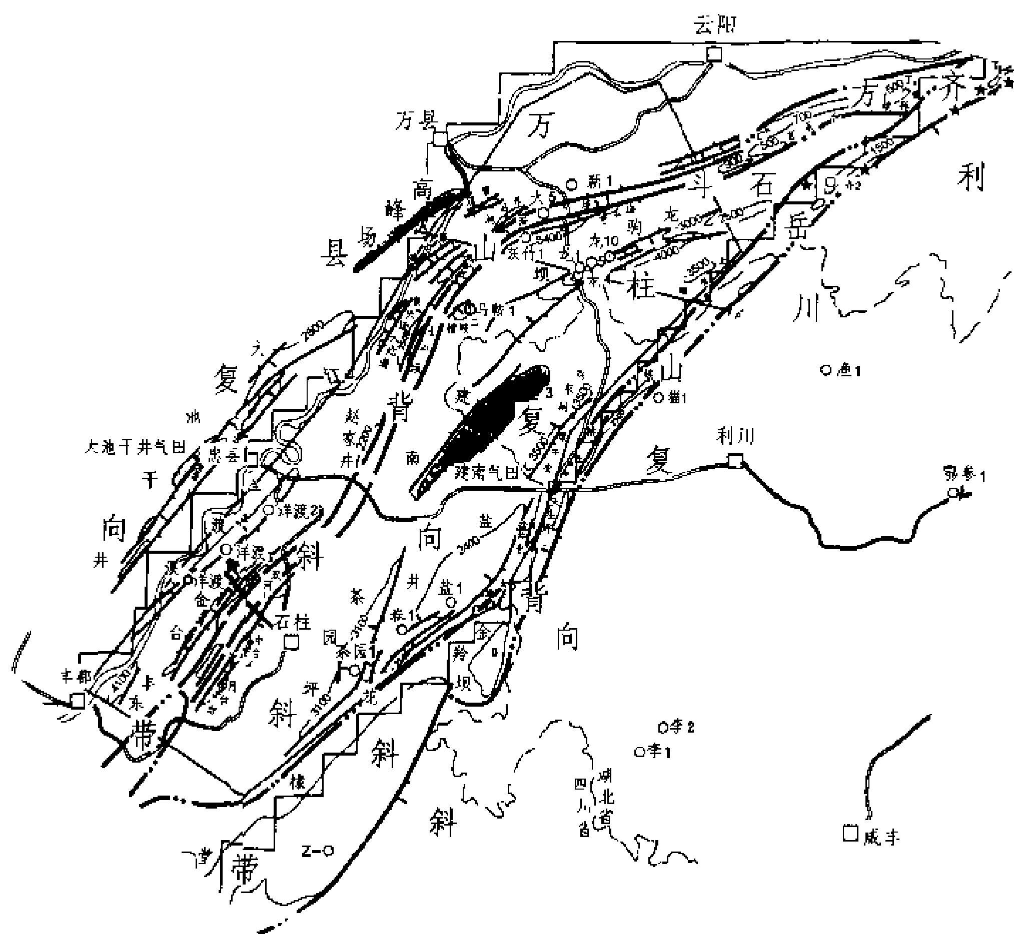


图 6-2-1(a) 石柱山地攻关测线位置图

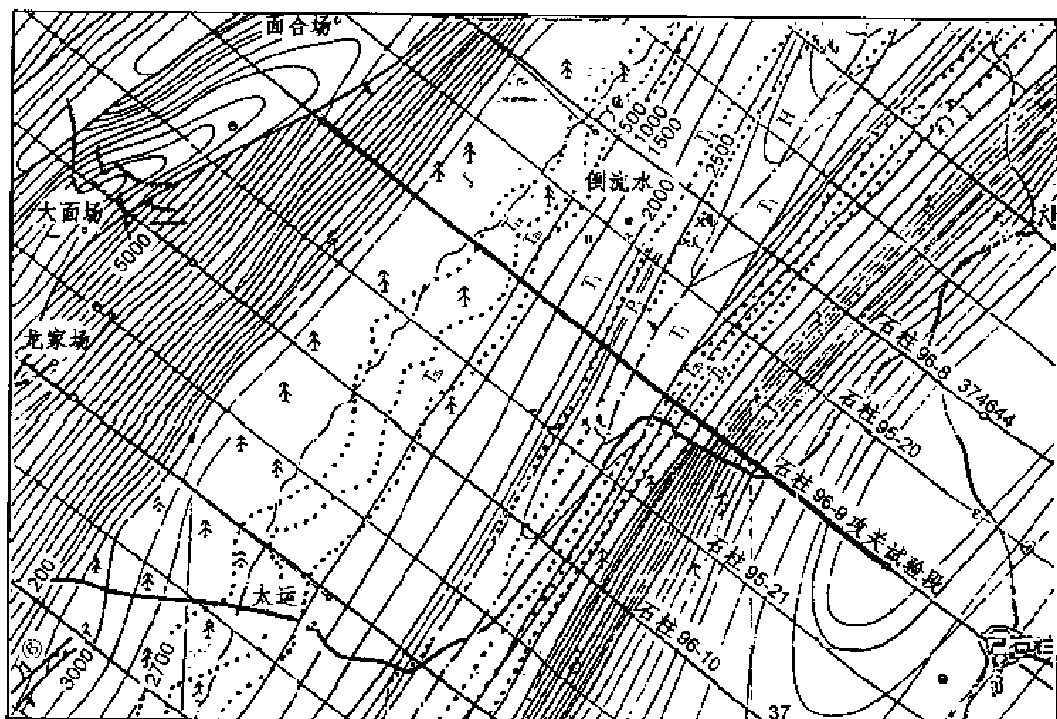


图 6-2-1(b) 石柱 96-9 线攻关试验段位置示意图

石柱 96－9 测线通过地表与森林和灌木丛覆盖，上三叠统须家河组及其以下的二、三叠系地层出露地段多为 1～2m 的荆棘和大小不一杂木覆盖。构造主体部位人烟稀少，交通十分不便。

6.2.2.3 地震地质条件

方斗山高陡背斜带两翼不对称，西缓东陡。石柱 96－9 测线通过地段沿地面轴线有 1 条西倾逆断层。逆断层上盘出露二叠系阳新统、乐平统和三叠系飞仙关组、嘉陵江组、雷口坡组石灰岩，地层倾角 40°～60°度。逆断层下盘出露三叠系飞仙关组、嘉陵江组、雷口坡组石灰岩，地层倾角 80°～90°度，局部倒转。石灰岩出露段宽度达 4.4km。此外两翼出露上三叠系须家河组泡砂岩地层段宽度达 0.9km。

根据区内 1995 年山地二维地震普查成果，方斗山高陡背斜带地腹及其两翼下三叠统—二叠系、石炭系均有断—凹—隆结构及其潜伏背斜存在。地腹褶皱强烈，断裂发育，构造复杂。

综上所述，石柱 96－9 线的生产试验段由十大段石灰岩及上三叠系须家河组泡砂岩地层的出露，地层倾角高陡，地腹地质结构复杂，地震地质条件变得十分恶劣。

6.2.3 模型正演论证

以模型正演论证为基础，完成了四川方斗山构造中南段，石柱 96－9 线生产试验段石灰岩出露区高陡背斜地震勘探方法攻关试验设计。主要工作有：

(1)选择中三叠统侵蚀面、阳新统底界、中奥陶统顶界分别代表浅、中、深层进行了模型射线轨迹追踪(图 6－2－2)；

(2)对模型各界面反射信息在地面测线的追踪区域进行正演；

(3)道距 20m、中间放炮 240 道对称接收、10 次、30 次、60 次覆盖和道距 10m、中间放炮 240 道对称接收、10 次覆盖的水平叠加剖面正演(图 6－2－3)；

(4)以模型正演为基础，对观测系统的道距、最大炮检距和覆盖次数几个主要参数进行了分析论证，提出了观测系统的选择方案。

6.2.4 偏移方法处理

在对石柱 96－9 线生产试验段(图 6－2－4)的偏移方法处理中，完成了 30 次覆盖剖面的 $f-k$ 时间偏移、串级深度偏移、射线变速深度偏移和叠前深度偏移四种偏移方法效果比较试验。

6.2.4.1 $f-k$ 时间偏移

$f-k$ 时间偏移是在频率波数域的一种波动偏移方法。该方法原理上没有孔径限制，因为它可以通过在频率—波数域中的二维滤波来控制偏移孔径，因而对倾角的适应性较强。另一方面，$f-k$ 时间偏移本身只适应恒速介质，不适应速度的横向变化。对此，在偏移前，将未偏移时间剖面拉伸转换为深度剖面，偏移后再反向拉伸恢复到时间域。因此实际上对速度横向变化亦有一定的适应性。由十该方法采用的是准确方程，因此效果较好。

$f-k$ 时间偏移的效果与速度模型的合理性密切相关。偏移和时深转换速度使用的速度模型，是根据本区和邻区的地震测井速度综合分析得出的。从基准面至中三叠统侵蚀面间的一套碎屑岩采用变速模型，以下取几个恒速层。

由 $f-k$ 时间偏移深度剖面(图 6－2－5 至图 6－2－9)可见，在虽有一定倾角，但形态简单的构造部位，如①号断层左上部的中、浅层，剖面右段向斜部位成像质量较高，且波形、波组

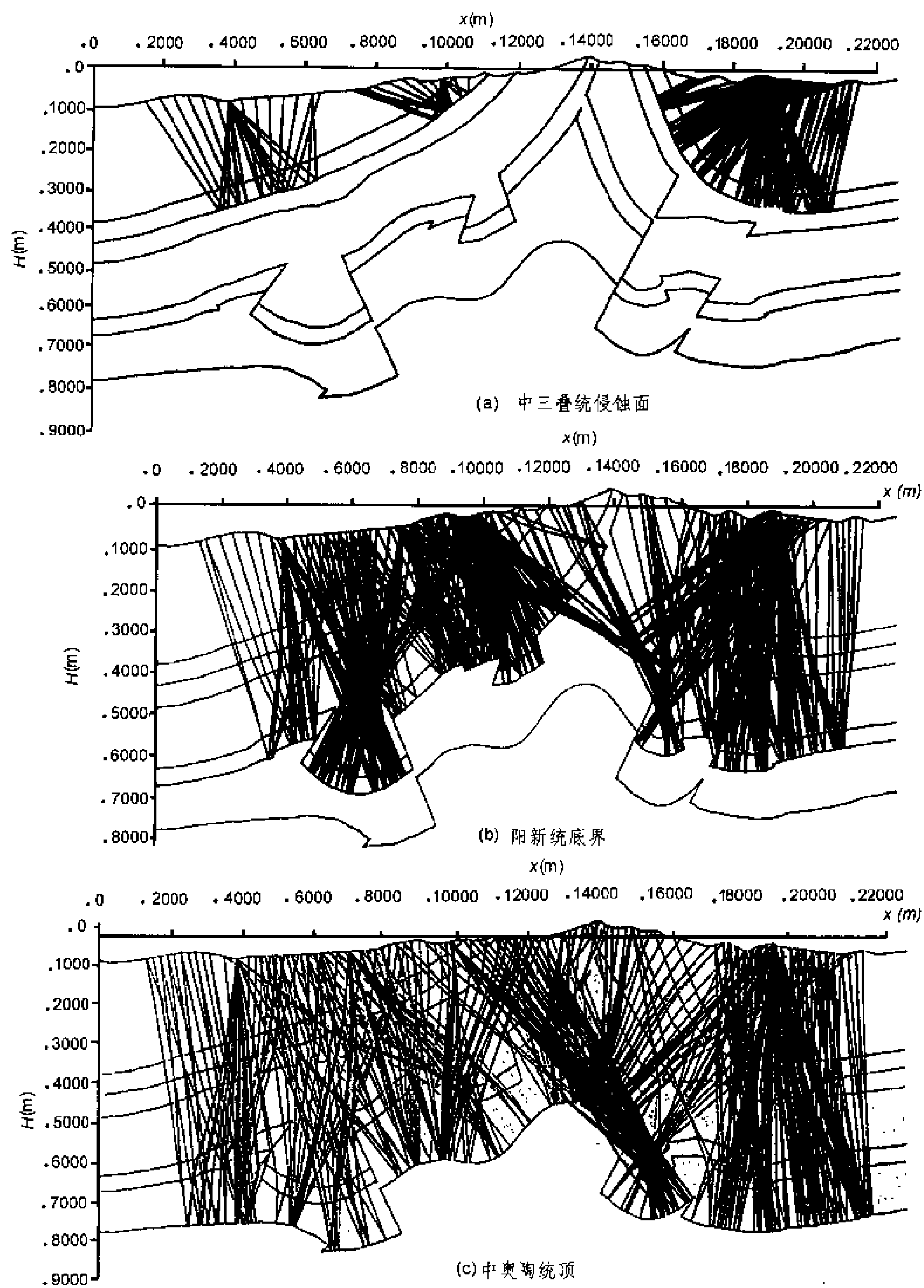


图6-2-2 主要目的层的射线追踪图

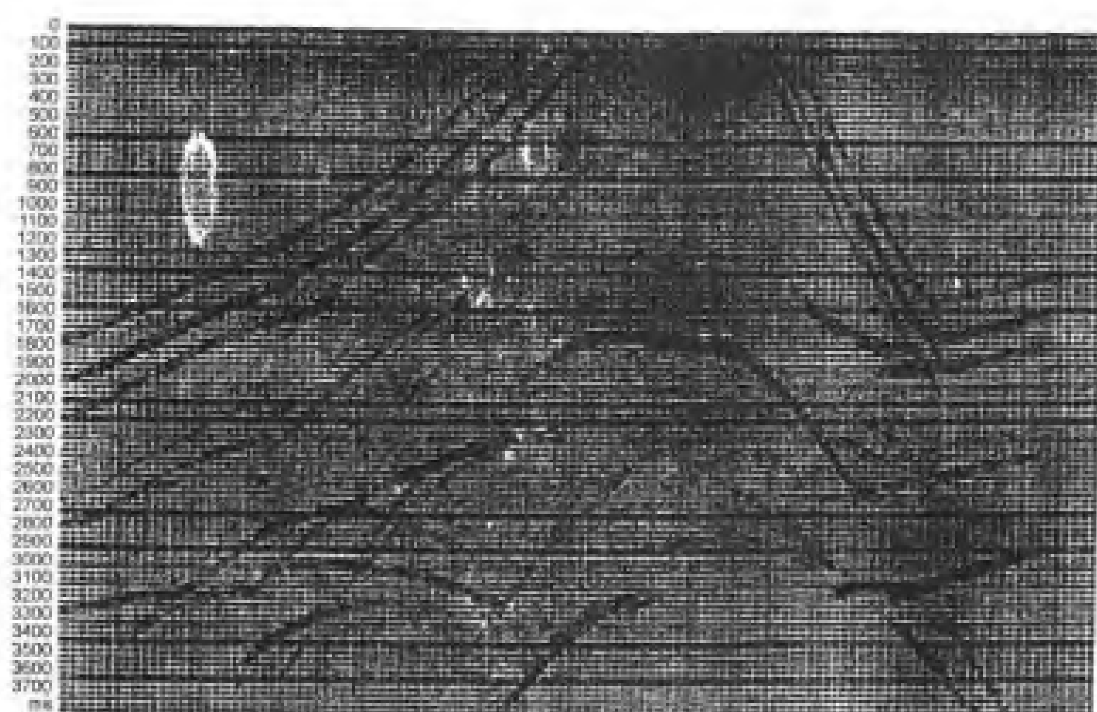


图6-2-3　模型正演水平叠加剖面

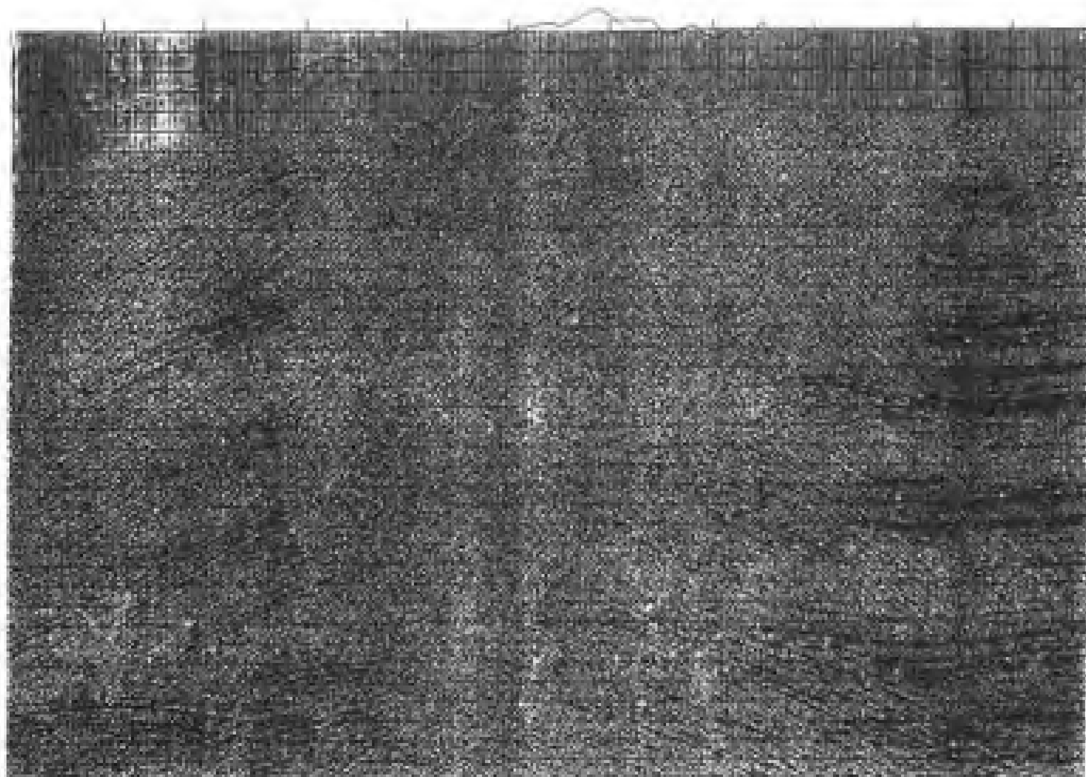


图6-2-4　试验测线水平叠加剖面

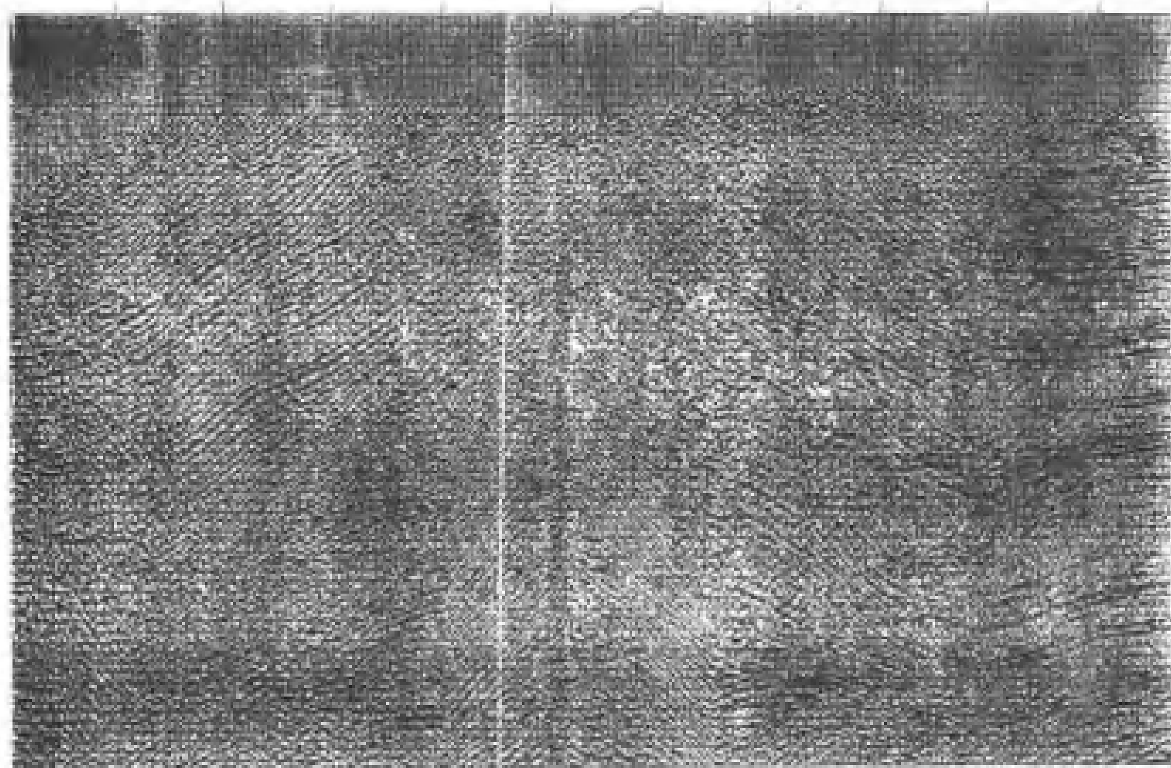


图 6－2－5　试验测线 J－K 偏移深度剖面

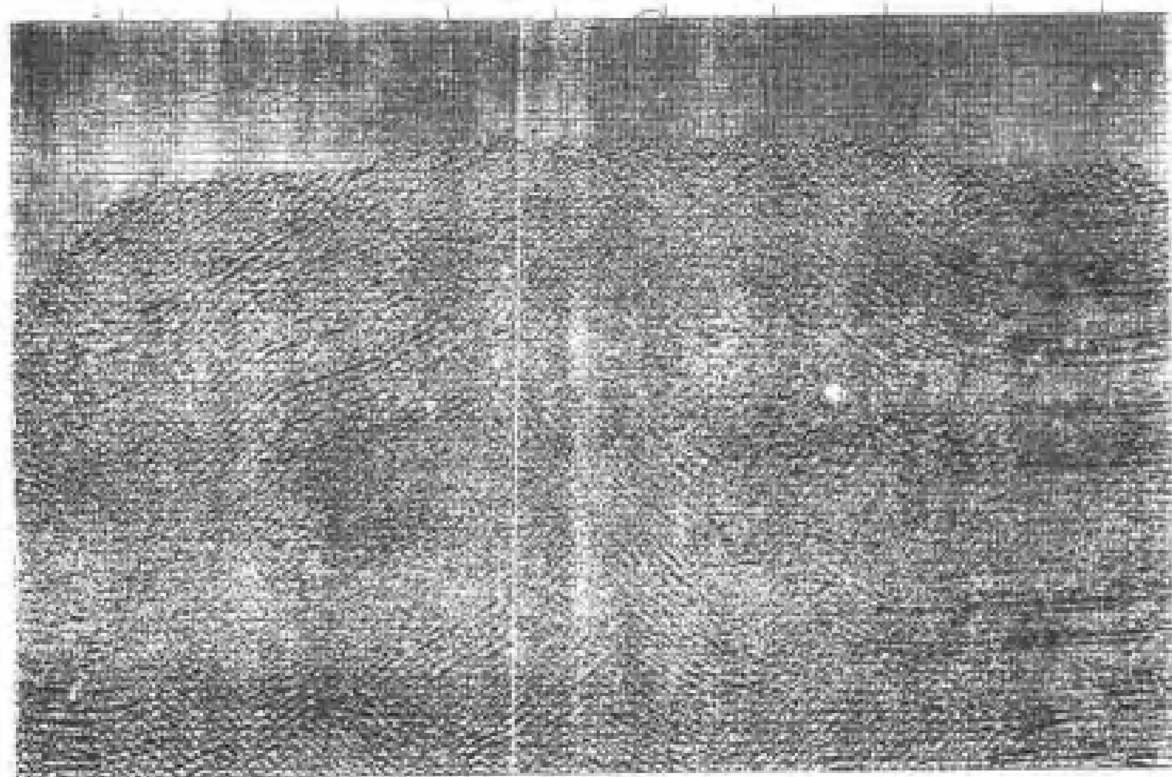


图 6－2－6　试验测线串线深度偏移剖面

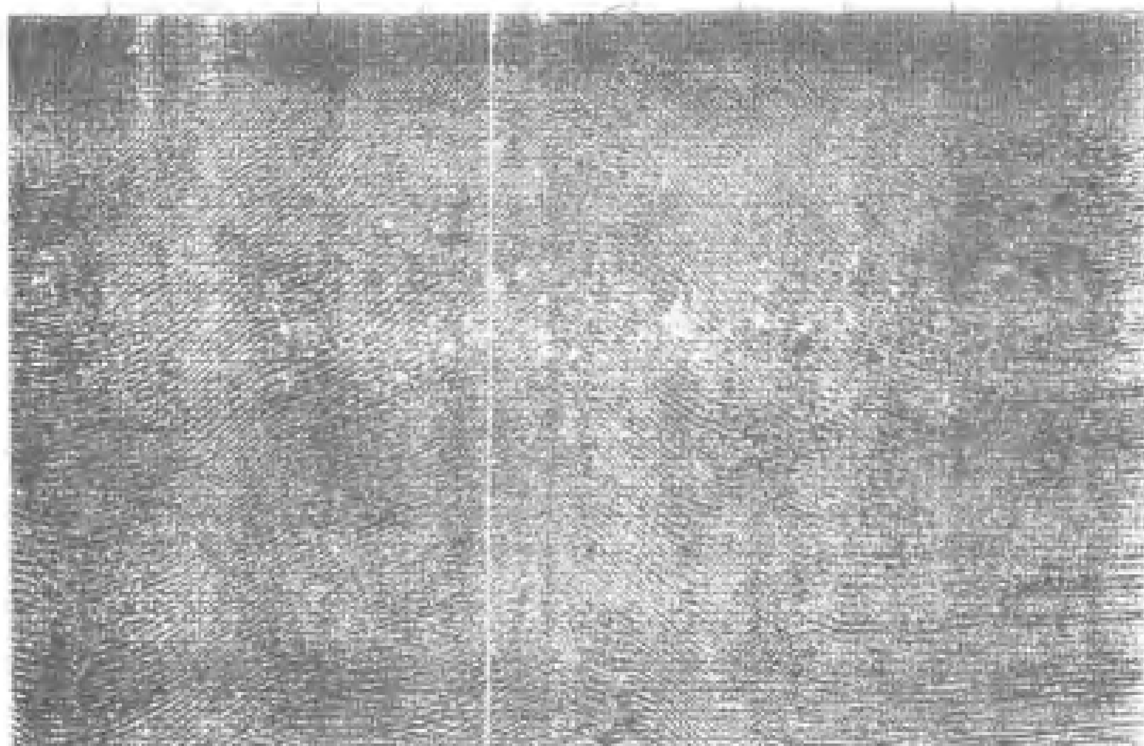


图6-2-7 试验测线射线叠前深度偏移剖面

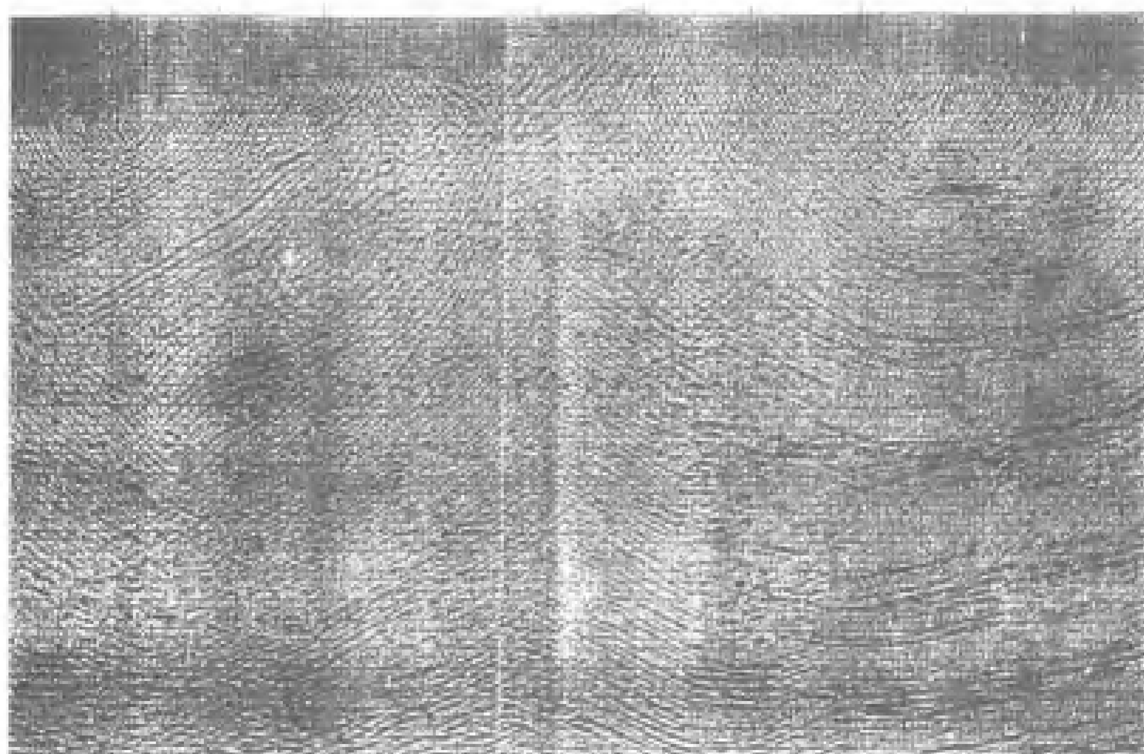


图6-2-8 试验测线叠前深度偏移剖面

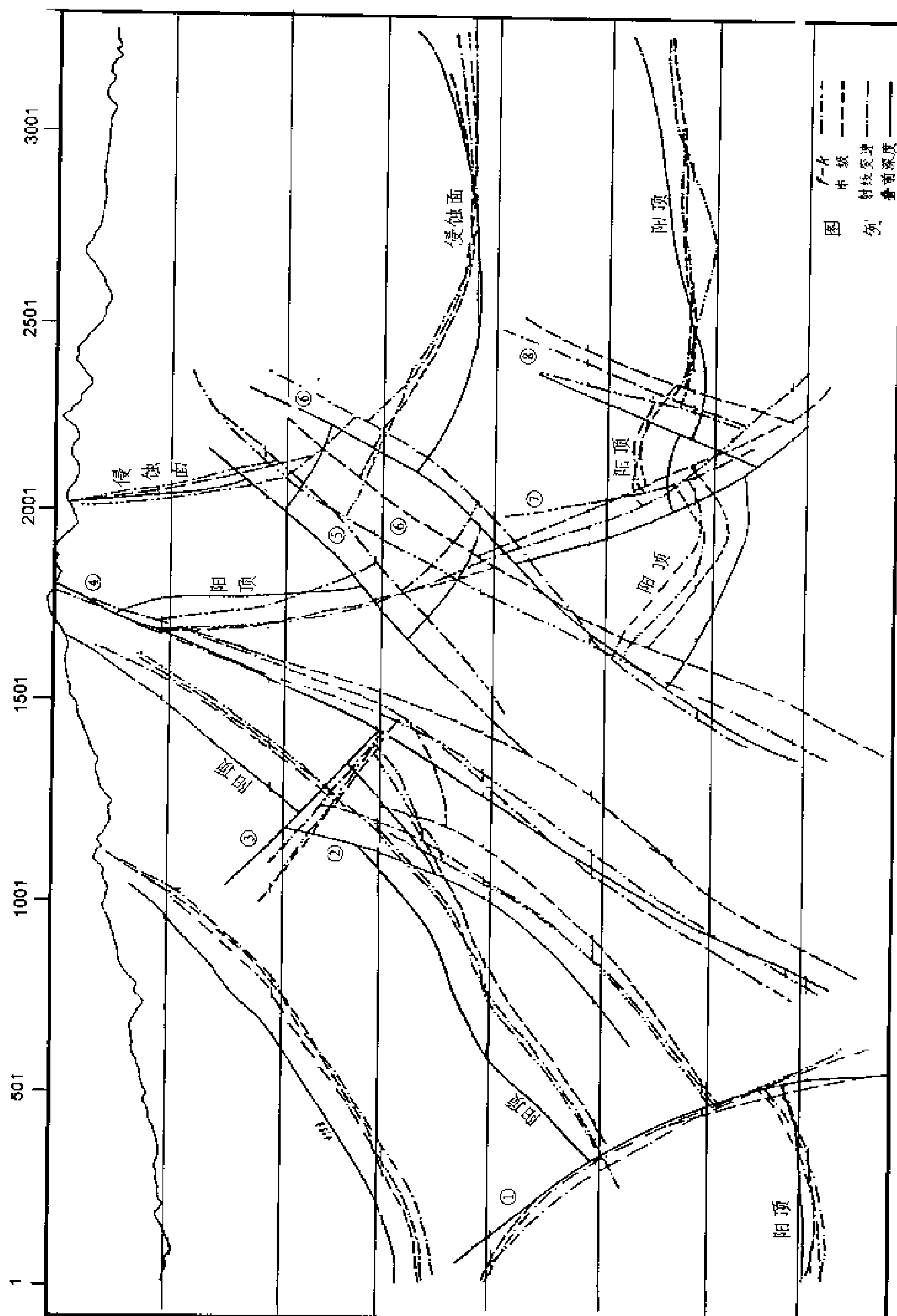


图6-2-9 试验测线四种偏移方法界面叠合图

特征和能量关系保持较好。其主要不足是构造陡翼④号与⑥号断层之间陡倾复杂带几乎不能成像,在⑥号和⑧号断层之间成像也差;剖面右段向斜左翼信息归位不好;向斜可能有"夸大"现象。

6.2.4.2 串级深度偏移

串级深度偏移是在串级时间偏移原理的基础上发展起来的一种波动方程深度偏移方法。串级偏移以深度偏移15°波动方程为每一级偏移算子,将速度横向变化、倾角分解到各级偏移处理中去,用差分法和时移法进行延拓计算,达到用15°波动方程偏移地层倾角大于15°的地震资料的目的。由于该方法可将倾角、速度进行串级分解,因而适应能力较强,对速度横向变化、陡倾角、复杂构造有较好的成像效果。

该偏移方法试验的初始地质模型,采用的是 $f-k$ 时间偏移结果。其速度模型从理论上要求为最大层速度转换后的速度模型,也可根据该偏移方法具有快速迭代收敛于实际构造形态的特点,采用迭代法进行偏移模型制作。由于相邻地区已有较多的测井资料,对本区和邻区的速度应用有过较多的实践和研究,所以此次采用的初始速度与 $f-k$ 偏移的速度相同。由偏移深度剖面(图6-2-6)可见,构造缓翼②号断层左上部,构造缓翼的⑥号与⑧号断层之间成像质量较高,这些部位的波形、波组特征及能量关系保持较好。主要不足是④、⑥号断层之间的陡倾复杂带成像不好。

6.2.4.3 射线变速深度偏移

射线变速深度偏移方法,是简化计算射线变速深度偏移的改进方法。它的基本原理是:

(1)用一初步偏移深度剖面和层速度资料,建立地质物理模型。对模型上的任一深度点,即可求出由该点发出的法向射线及其与上覆各界面的交点,进而算出射线的平均速度和法向反射时间。

(2)在法向射线为中心的一个扇形范围内,对一系列射线求出平均和自激自收绕射时间。按这些时间作绕射信息求和并置于该点,即完成了该深度点的反射信息归位。

(3)沿纵向重复上述(1)、(2)步骤,逐点循环,就完成了一个道的深度偏移。

(4)重复上述(1)、(2)、(3)步骤,在横向上逐道滑动,即完成剖面的第一次深度偏移。

(5)将上述步骤获得的深度偏移剖面与层速度资料,作为修正后的地质物理模型,再对整个剖面进行归位处理。如此迭代进行,直到满意为止。

由偏移的深度剖面(图6-2-7)可见,较明显的优点是成轴性较好,除②号断层左上部、⑥号断层右边,与串级深度偏移效果类似有较高的成像质量外,在⑤号与⑥号断层之间亦有较好成像,甚至④号与⑤号断层之间也有一定成像效果。不足之处主要是对波形与能量关系的保真度差。

6.2.4.4 叠前深度偏移

采用GeoDepth软件系统,对石柱96-9线生产试验段,进行了叠前深度偏移处理试验。叠前深度偏移的基本思路,是把时间域的CMP道集转换成深度域的CRP道集,对这些共反射点道集求和构成深度剖面。

叠前深度偏移的基本步骤

该软件系统的叠前深度偏移,要求输入经编辑、球面扩散补偿、去噪、反褶积等预处理和经浮动基准面校正与剩余静校正的非动校CMP道集资料。处理可分为以下四个基本步珠:

(1)拾取速度资料,建立初始地质物理(速度)模型,并进行偏移。此时成像质量不是关键,通常选用速度较快的时间偏移方法。在石柱96-9线生产试验段,初始速度模型是根据该区和邻

区地震测井速度、综合的层速度给出的，根据 $f-k$ 时间偏移的深度剖面给出初始地质模型的。

(2)偏移迭代优化地质物理模型。采用相干反演逐层剥离速度分析方法求取速度，用快速算法进行叠前深度偏移产生 CMP 道集和深度剖面，通过速度分析质量监控，多次迭代优化模型。

(3)用层析成像反演方法，从模型整体出发，运用射线追踪产生与实际走时相近的非双曲线动校正量，来调整速度和界面深度，得到最终优化的地质物理模型。

(4)对优化的地质物理模型用精确的叠前波场重建深度偏移方法进行偏移，获得最终叠前深度偏移剖面。

主要优点

叠前深度偏移不仅能基于模型射线路径为基础的多种速度分析方法，还采用了先进的相干反演和层析成像反演技术，并有配套的速度分析质量监控手段，因此它更适合复杂构造的实际情况。归纳起来主要优点有：

(1)将共中心点道集转换成共反射点道集，考虑了复杂陡倾界面 CMP 道集反射点离散问题，直接在深度道集上归位成像，实现真正的共反射点叠加。

(2)该软件基于模型射线追踪，可求取非双曲线时距曲线，并进行动校叠加。摆脱了常规的时距曲线形状的理论假设，更接近复杂陡倾界面条件下的时距曲线的实际情况。

(3)该软件系统用相干反演技术建立初始速度模型，采用沿层剩余速度分析和层析成像技术验证与优化模型，通过深度成像技术完成反射信息归位。整个过程考虑问题比较细致，并有相应的技术支持和质量监控手段。

由深度偏移剖面(图 6-2-8)可见，②号断层左上部的中、浅层成像不仅连续性好，而且信噪比很高，⑤号与⑥号断层之间亦有较好成像，波形特征也保持较好。不足之处主要是受画弧现象影响较大，使测线端部界面产状可能过分上翘。

6.2.4.5　四种偏移方法效果比较

归位和成像效果

归位与成像效果是密切相关的。在②号断层左上部，虽有一定倾角，但形态比较简单，四种偏移方法都有较好的成像效果，但以叠前深度偏移和 $f-k$ 偏移信噪比最高，特别是叠前深度偏移。

⑥号断层右边，其下盘的“凹　凸”基本格局都能成像，但以串级、射线变速和叠前三种深度偏移成像效果较好，而 $f-k$ 较差。

⑧号断层右侧，四种偏移方法都有较好的归位效果，但 $f-k$ 偏移在剖面右边一段的向斜左翼某些强反射信息归位明显不够。

在④号与⑥号断层之间的陡断复杂带，归位成像效果差异较大，射线变速和叠前深度偏移具有相对较好的成像效果，在④号与⑥号断层之间，解释出⑤号断层；而 $f-k$、串级偏移则几乎不能成像，难以解释⑤号断层。

综上所述，在构造形态较简单部位，尽管具有一定的地层倾角，四种方法都有较好的偏移归位成像效果；在较复杂部位，如⑥号与⑧号断层之间，则以三种深度偏移归位效果较好，其中串级深度偏移更好，而 $f-k$ 偏移效果较差；在陡倾复杂部位，则以射线变速深度偏移和叠前深度偏移的适应能力最强，都具有一定的成像效果。所以在适应复杂构造的偏移成像能力方面，四种方法依次是射线变速偏移、叠前深度偏移、串级深度偏移、$f-k$ 时间偏移。

构造形态

为了比较四种偏移方法在地质界面形态上的差异，将四种偏移深度剖面对应的中三叠统侵蚀面、阳新统顶界位置进行叠合如图6－2－9。由图可见，四种偏移方法的界面形态基本一致，没有明显差别。不同的是，射线变速与叠前深度偏移在④号与⑥号断层间多解释了⑤号断层。从界面深浅来看，$f-k$、串级、射线变速三种偏移结果比较接近，叠前深度偏移在构造翼部普遍偏浅，而在⑥号断层右边的复杂部位则普遍偏深。

6.2.5 高陡构造反射波场特点

通过对石柱96－9线生产试验段石灰岩出露区高陡背斜山地二维地震勘探攻关，包括从模型正演论证、资料采集（检波器组合方式、炸药炸速及药量试验）和多种处理方法试验的资料分析，对高陡背斜山地二维地震勘探攻关的复杂性、艰巨性和长期性有了更深的认识。

6.2.5.1 资料评价

对高陡构造的资料评价，主要是根据多年的经验来进行的。比如单炮记录，如果仪器工作正常、井深够、能量足，不管是否有能量团，都认为记录是地下真实情况的反映，当然这种认识是基本正确的。如果进一步设想，哪些部位该见同相轴或能量团？处理剖面的哪些部位应该能反射成像？哪些部位本来不该成像或只有一定的能量显示，是很难说清楚的。通过正演表明，高陡构造某些地面段接收不到某些地下层段的反射，或某些地段一个CMP道集只有少数道接收到反射信息，使覆盖次数变低，即使这些相应剖面段是反射“空白”或只有能量显示，那么它也是真实地反映了地下情况，不能说“资料不好”。相反，如果正演表明，某一地段应得到资料却成像质量不高，或某一地段可以获得一定覆盖次数的资料，而实际剖面几乎看不到有效能量的显示，那么就可以认为没有得到好资料，它可能与采集或处理有关，或两者兼而有之。

所以，对高陡复杂构造资料质量的评价，不象低缓构造那样简单，是一个比较复杂的系统问题。尽管积累了不少实践经验，但认识还有待进一步研究与深化。

6.2.5.2 反射波场基本特征

结合以往的实践，特别是根据攻关的模型正演与实际剖面的验证分析，感到高陡复杂构造反射波场的分布特征表现出具有复杂性的基本特点。对高陡复杂构造反射波场的基本特征，加以归纳总结，以便在此基础上找准高陡复杂构造山地二维地震勘探攻关的主攻方向，在设计和采取的措施上更具针对性。高陡复杂构造反射波场分布的复杂性，归纳起来，主要有以下特征：

(1)部分界面的顶部、高陡带得不到反射。

正演表明，顶部附近当界面埋藏过浅或呈尖顶状，则顶部附近不可能获得有效反射。

(2)同一地质界面的不同界面段反射的炮集记录与水平叠加剖面具有普遍的（交叉或重叠）相干性。

综观川东高陡构造带，一般嘉四3以上构造简单，形态相似，波场分布亦简单。但阳顶及以下构造，由于与众多断层紧密相关的复杂形态的影响，同一地质界面的相邻背斜或向斜，高陡界面段的反射，普遍存在严重的交叉干涉现象。信噪比越低，对这些波的识别难度越大。

(3)CMP道集同相轴畸变具有一定普遍性。

由于上覆层的断层与复杂形态的影响，导致下伏反射CMP道集相邻道的射线路径有明显差异或剧烈变化，从而使CMP道集同相轴形状发生畸变。从正演部分揭露的规律所见，同相轴有平直的、反向上弯的、“∧”型尖顶状的等，这些都不符合一般双曲线形状的理论假设。炮检距越大，这种畸变导致的动校误差也越大。

(4)浅层和界面较陡时，同相叠加不好。

96－9测线的正演剖面表明，剖面右翼嘉四3以上地层，从1.5s以上至0.2s都可获得有效反射。实际剖面从1.5s至0.5s区段，虽可见有效反射，但成像不好、特征不清、难以识别各种波的关系。从相应部位的正演成像特征表明，这与叠加的同相性不好甚至不同相位叠加有关。构造左翼CDP900－1150一段浅层成像不好，除与浅层条件有关外，也与同相叠加不好有一定关系。同相叠加不好的原因有：

①一个CDP道集在高陡界面条件下不是一个反射点，而是一个反射段，而这个反射段可能伴有地层倾角的变化和断裂的存在，加剧了CMP道集同相轴的畸变程度。

②上覆地层的复杂形态和断层影响，也导致下伏地层CMP射线轨迹复杂化和相应同相轴的畸变。

③同相轴被强噪声背景所掩盖，拾取不准甚至无法拾取叠加速度。

随着炮检距的增大，上述三个问题的严重性也会随之加剧。

(5)低信噪比。

石灰岩出露区高陡复杂构造资料的低信噪比是一个普遍性问题，造成低信噪比的原因很多，主要有：

①不理想的激发和接收条件。石灰岩出露区不仅岩层坚硬，潜水面较深，激发条件不好；表层的喀斯特等复杂地形，激发产生的直达波、面波和强反射波能量，到达而形成很强的次生干扰，也降低了单炮记录信噪比。

②某些地段的CMP道集呈低覆盖次数或零星反射。

③因同相轴畸变而动校不准。

④因原始记录信噪比过低，难以找到CMP道集有效同相轴踪迹，求不准速度，甚至无法拾取速度。

高陡复杂构造的上述五个反射波场特征或问题，都是普遍客观存在的。但是除通过正演证实不能获得反射信息的那些部位外，其它问题随着认识的不断深化、技术的进步，通过攻关可以获得一定程度的改善。

6.2.6 攻关目标与对策

6.2.6.1 攻关目标

石石灰岩出露区高陡背斜山地二维地震勘探攻关是一个世界级难题，也是一个复杂的系统工程。为此，必须精选目标，找准主攻方向，对那些带有全局性影响的，或可能见效较快的目标优先进行攻关。根据攻关的认识和体会，提出了选择攻关目标的两个方面：

(1)搞好观测系统设计，提高单炮记录信噪比。

这是攻关的基础。水平叠加与叠前深度偏移的其中一个关键步骤，都是通过CMP道集同相轴来求取、求准叠加速度的。单炮记录或CMP道集没有足够信噪比就难以求准速度，甚至无法求取速度。同时还可能影响剩余静校正的有效性。某些低信噪比资料，迭代次数越多，效果越差就是这个原因。

(2)改善浅层和高陡界面的同相叠加成像和偏移归位效果，这是攻关的关键。

6.2.6.2 攻关对策

根据上述攻关目标，如何从生产和技术环节中提出对策，并使其具有可操作性、针对性和有效性是一个十分重要的问题，也是考虑对策的基本原则。为此，根据石柱96－9线生产试验

段攻关的正演、资料采集和处理方法试验,并结合以往的经验,提出了攻关对策如下:

(1)攻关与生产的分阶段性。

对缺乏认识又难以获得好资料的高陡构造地震勘探,分为攻关准备和生产两个阶段进行。攻关准备阶段是攻关试验为该构造(或该区)的地震勘探提供可行方法的先期准备阶段;生产阶段是按攻关阶段所总结的方法进行生产的后期阶段。两个阶段应有明显的分期性,对较复杂的试验内容,一般不宜在同一年度进行。同一年度进行攻关试验和生产,前者难以为后者提供有效的方法依据。当然认识是逐步深化的,这种攻关与生产的阶段性也往往是螺旋式的循环上升交替进行的。

(2)实测地质横剖面。

对有代表性的构造段,精选出攻关试验剖面位置后,实测地质横剖面,以便为模型正演设计、资料处理和解释分析等,提供第一手基础资料。

(3)模型正演。

通过模型正演可对射线轨迹、界面段反射信息在地面测线的分布区域、覆盖次数、信噪比等有一基本了解,示出用其它方法不能了解的某些波场分布规律或现象,为采集参数设计和资料处理方法的选用提供实际依据。

(4)作好观测系统设计。

对石柱96-9线生产试验段的正演和资料处理方法试验表明,对高陡复杂构造的资料采集,采用小道距、小炮检距、高覆盖次数的“两小一高”的基本参数,效果是比较明显的。减小道距,可加密横向空间采样点,增强反射界面的连续性;减小最大炮检距,可减小复杂构造,有利于提高速度的求取精度。减小CMP道集同相轴的畸变程度和增强CMP道集同相轴的清晰度。大炮检距有利于求准速度的概念是以CMP道集同相轴形迹比较清楚和弯曲形态符合正演双曲线规律为前提的。而复杂部位成像不好,主要是由于同相轴形迹不清楚,难以求取或求准速度、CMP道集离散、动校正不准造成的。当然在两翼较缓部位,同相轴形迹较清晰条件下,大炮检距有利于求准叠加速度,但大炮检距对叠加速度敏感。小炮检距求取速度误差虽然较大,但速度误差对叠加影响小。如果从视觉精度来判断大炮检距和小炮检距同相轴是否拉平,虽然速度误差不同,但叠加效果几乎是一样的。所以复杂部位的“两小一高”的参数选择,不会给两翼较缓部位带来不利影响。

(5)提高单炮记录信噪比。

单炮记录信噪比对叠加效果的影响,前面已多处涉及。提高单炮记录信噪比的必要性是不言而喻的,问题的核心是采用什么办法。形成高陡构造复杂部位低信噪比的原因是多方面的,机制比较复杂,尚有待进一步深化认识。但是石灰岩出露地段,凹凸频繁的喀斯特地形使激发的直达波、面波和强反射波到达时,形成一个复杂的次生震源系统,该系统产生的干扰波从四面八方传向检波器,形成很强的噪声背景。这可能是地表因素造成低信噪比资料的重要原因。为此,提高单炮记录信噪比的对策是:

①作好选线定井,保证激发井深。这是多年总结的成功经验。

②采用中、高密度炸药,增强下传能量。

③原则上采用面积组合检波。凡具备条件的道都采用足够大的面积组合,当受恶劣地形限制时,则沿地形线作线性组合。

④加强复杂部位噪声干扰的试验研究。通过试验,进一步认识噪声的形成机制和传播规律,以便寻找更有针对性的压制方法。

⑤深井组合激发试验研究。深井组合激发代价较高,但也不失为一种较好的激发方式。

(6)精细处理,搞好叠加成像。

在"两小一高"的观测系统参数和提高单炮记录信噪比的前提下,重点是作好水平叠加自身的精细处理工作,主要有:

①作好去噪处理。

②浮动与固定基准面相结合等有效的静校正方法。

③作好 DMO。

(7)道记录的室内组合方法研究。

衰减强烈环境噪声,除野外面积组合检波外,作为野外工作的补充,需要室内资料处理方法的配合,并展道组合方法研究。基本思路是:在炮集记录内,对某一道而言,将前后若干道的地形校正到该道高程,然后相关叠加,作为该道位置的组合道。对一炮各道依次完成上述步骤,得到一新的由组合道构成的组合炮集记录。在此基础上再进行水平叠加处理就会不完全受地形限制,可获得有足够面积的组合道。

(8)作好归位的方法选择和归位处理。

目前作为高陡复杂构造信息归位的最好方法是深度偏移或叠前深度偏移。

6.2.7 主要成果和认识

通过对石柱 96-9 线生产试验段的地震勘探方法攻关,取得了一些主要成果和认识:

(1)通过对模型射线轨迹追踪和界面在地面的反射信息区域追踪,使我们对各界面或界面段的射线轨迹、反射信息在地面测线的相应分布地段、重叠情况、覆盖次数有了一个较准确、直观的了解,从而使我们对各界面段反射信息在地面的可观测地段、信噪比、干涉情况作出了有依据的、较客观的基本估计。

(2)正演证实,在相同道距、炮检距条件下,覆盖次数越高,信噪比越高;反之信噪比越低。表明小道距(10m)、小炮检距(x_{max}=1340m)比较大道距(20m)、较大炮检距(x_{max}=2540m)的同相叠加明显要好,信噪比明显要高。这一正演结论也为实际叠加剖面所验证。

(3)通过模型正演的 CMP 道集分析表明,除地表因素外,复杂部位道集同相轴形状畸变、在强噪声背景中同相轴行迹不清而导致拾取速度不准,甚至难以拾取速度,以及目前动校正方法的局限性,是造成构造复杂部位剖面成像不好、信噪比低的一个主要原因。

(4)"两小一高"(小道距、小炮检距、高覆盖次数)是高陡复杂构造观测系统选择的基本原则。参数的组合应用,应以小道距减小 CDP 的道间时差,改善连续性;以小炮检距减小 CMP 道集同相轴的畸变度,改善 CMP 道集同相轴的清晰度;以高覆盖次数提高信噪比。体现"两小一高"的 10m 道距、中间放炮 240 道对称接收、30 次覆盖是目前最佳的一组观测系统参数。

(5)DMO 对改善界面倾斜部位成像有一定效果,可推广应用。

(6)在 $f-k$ 时间偏移、串级深度偏移、射线变速深度偏移和叠前深度偏移几种偏移方法中,对虽具一定倾角、但形态较简单的构造,四种方法都有较好的成像效果;对陡倾复杂部位,则以射线变速和叠前深度偏移成像效果较好。可根据实际情况,选用偏移方法。

(7)通过正演,结合实际资料归纳出高陡复杂构造反射场的五个基本特征及其相应原因的初步分析,为以后的攻关目标与方法选择提供了有价值的参考依据。

(8)以高陡复杂构造波场特征形成的原因分析为基础,按系统工程和找准主攻目标相结合,提出了高陡复杂构造地震勘探的两个攻关目标与更具针对性和可操作性的具体对策。

山地二维地震勘探方法的攻关试验贯穿于山地二维地震勘探的全过程。每年各勘探单位针对工区地震地质条件，对其采集、处理、解释中的具体难点都进行了试验和攻关。从而在山地二维地震勘探的资料数据采集和处理及其解释上形成了比较完整的成套技术和方法。

通过1994～1998年山地二维地震勘探，不仅在方斗山龙驹坝、齐岳山等二、三叠系石灰岩出露的高陡背斜带上得到了信息比较丰富的地震反射资料，同时经精细处理和解释落实了一些构造圈闭和一批构造、地层、岩性复合圈闭。经储备圈闭钻探，证明山地二维地震勘探提供的圈闭及其石炭系储产层的预测是正确的。区内山地二维地震勘探提供的所有构造圈闭及其礁滩的异常，都已成为所在地区各油气勘探单位勘探油气的目标，有的已开始钻探或准备钻探。

6.3 湖南桑石山地二维地震勘探

湖南桑石区块位于湘西北的桑植—石门复向斜，由桑植—石门复向斜组成，夹于其南北的武陵山与宜都—鹤峰高陡背斜带之间，面积约12000km^2。区内下古生界天然气总资源量约为5632.90～6241.4亿m^3，区内出露主要地层为三叠系—志留系，局部地区为奥陶系—寒武系，区块中部仅覆盖有限的侏罗系—中三叠统地层。区内主要勘探目的层为奥陶系—震旦系，油气藏分布普遍，具备天然气成藏的基本条件。

桑石区块油气勘探程度很低，除地面地质工作外，没有进行过其它勘探工作。故需加快进行地质、非地震物化探、地震等各项勘探工作和综合研究评价工作，加快有利区带及其勘探目标的落实。特别是山地二维地震勘探还没有进行过，需通过攻关试验提供资料依据和技术储备。

地震攻关试验工作于1994年由江汉石油管理局地球物理勘探处进行。

6.3.1 地震地质条件

6.3.1.1 攻关试验测线

攻关试验测线位于区内四望山高陡背斜西北翼P－Tc石灰岩露头区，其攻关试验的目的任务为：采用多套、多种技术；做好试验段的采集试验和资料处理，争取获得反映奥陶系至震旦系地层信息的反射资料，为开展四望山及湘鄂边区，下古生界高陡背斜的地震勘探奠定基础。

根据攻关试验测线的目的任务，布设了四望－94－试1和四望－94－试2两条测线，起止炮井距为6km。试1线进行三个点干扰波调查，井深药量试验，地震炮激发试验和三口微地震测井及井中多次激发30次覆盖采集；试2线进行3×20次宽线覆盖；室内资料处理提供多套叠加剖面。

6.3.1.2 地震地质条件

四望山高陡背斜位于湖南桑植县的西莲、人潮溪、四望山一带。轴向65°，轴线长度48km，呈S型展布，地面高点位于田二垭南200m处。核部出露最老地层为下志留统(S_1)潮海相砂质泥页岩、粉砂岩及少量石灰岩；两翼分布泥盆系石英砂岩，二叠系和三叠系嘉陵江组石石灰岩。中下志留统形成完好圈闭，闭合面积48km^2，闭合度1000m。背斜西北翼缓，倾角30°～40°；东南翼陡，倾角40°～50°。攻关试验测线位于四望山高陡背斜中部西北翼，地理位置处于桑植县官地坪区（图6－3－1）。区内从未做过地震工作。

6.3.1.3 自然地理条件

区内地震勘探的自然条件较为困难和复杂。一是石灰岩大面积出露地表，且表层风化，岩

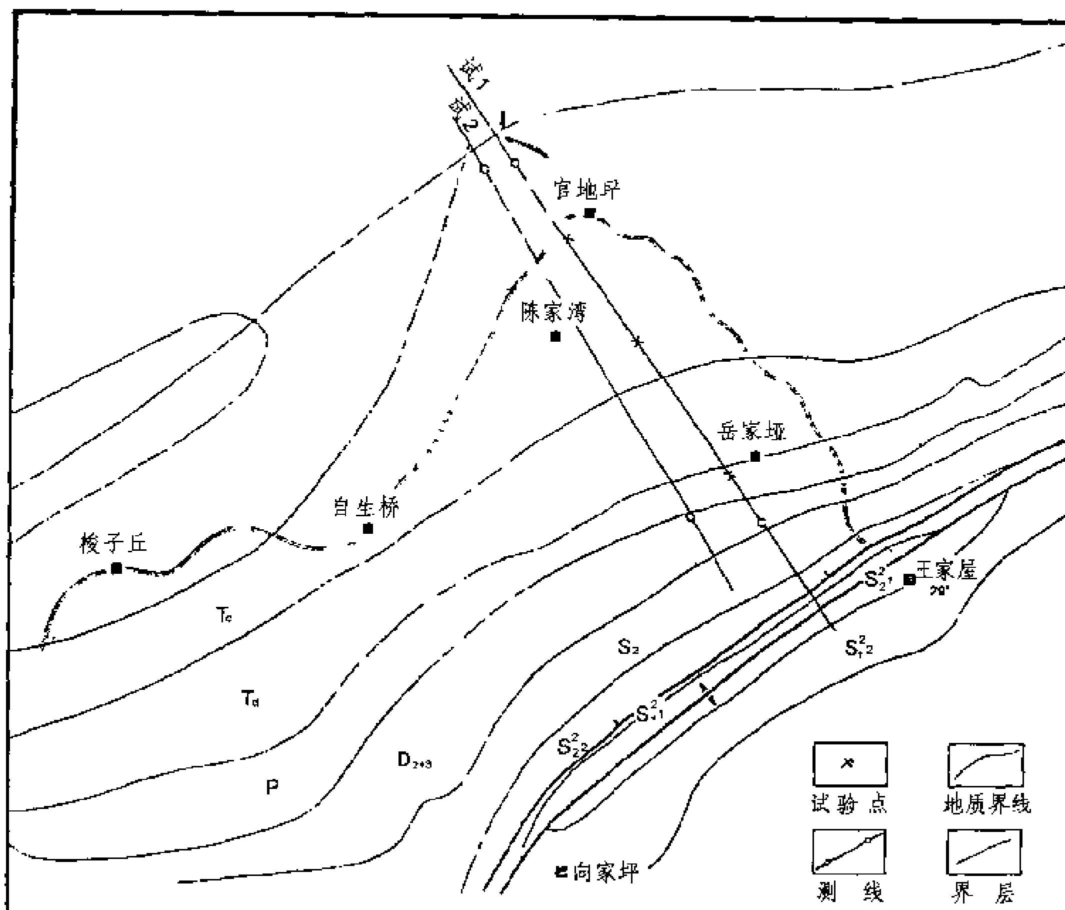


图 6-3-1　四望山攻关测线位置图

溶发育,溶洞多。二是地形起伏大,相对高差达 700m,山坡森林及荆棘覆盖程度高,树木密度每平方千米 2~3 棵,人员极难通行;测线小号段,山坡陡度达 60°~70°,人迹罕至。

区内恶劣的自然地理和地震地质条件给地震攻关试验造成的主要困难是:通行、通视困难;石英砂岩、石灰岩钻井困难,激发条件极差,发育于地下的众多溶洞极易造成地震波的散射和产生大量次生干扰,海相高速陡倾地层不易获得好的反射。从而,区内被列为地震勘探的禁区,从未做过地震勘探工作。

6.3.2　试验方案

四望-94-试1测线,排列起止简化桩号:-9-319;点距 30m;炮井井位起止桩号 55-255,炮井距 60m;地面排列长度 9.84km;地下剖面长度 7.92km,即 529 个 CDP。30 次覆盖,观测系统 1920-150-30-150-1920。

布设宽线(三线一炮制,线距 60m),四望-94-试用测线,其中中心线(S2 线),排列起止简化桩号:-43-245,炮井距 60m,左线(S3),右线(S4)排列起止简化桩号均与中心线(S2)相同。三条线的地面长度均为 8.64km,地下剖面长度 7.32km,489CDP,宽线 3×20 次覆盖,中心线观测系统 1320-150-0-1320。

实施一套点上试验方案及四套测线采集试验。

一套点上试验方案在试1测线的三个点上(桩号:199、231、251)进行,三个点均进行干扰

波调查和微测井,并在 199 桩号进行井深药量试验及地震枪激发试验。

四套测线采集试验为:试 1 测线的单深井常规药量激发 30 次覆盖与井中二次激发 30 次覆盖对比,试 2 宽线 3×20 次单深井常规药量与地震枪激发对比,其中地震枪激发经点上试验后,因 3s 前无能量,按“技术合同”规定该项未作。方案实施后共获记录 438 张,微测井 3 口,5′个物理点。

6.3.3 试验队伍、装备、工期和任务

为实施攻关试验共动用一个山地钻井队(包括测量组)和一个放炮采集队,计 567 人。

动用的主要装备有:

(1) 2″级捷创立红外测距仪 1 台;

(2) WTZ－20 山地空气钻机 4 台;

(3) ES－2420 地震仪一台,带推靠臂浅井三分量检波器一套(微测井用);

(4) DZ－23(II)地震枪 10 台(套);

(5) YKZ－480 遥测数字地震仪一套;

(6) AST－486 现场处理机一台。

攻关试验于 1994 年 9 月 28 日至 12 月 27 日完成采集任务。共完成 4 条测线,4 环的导线的测量,钻井 324 口,记录 438 张。

6.3.4 采集试验过程和评价

6.3.4.1 测量

测量组于 1994 年 9 月 28 日到达工区,10 月 6 日开始测量。在克服了山高坡陡,地形复杂通行艰难,荆棘丛生林木茂密,无法通视,以及天气多阴雨、多雾(据实地记录仅 10 月份就有 23 天为阴雨多雾天气)的不利因素后,到 12 月 6 日,完成试 1 测线和试 2 宽线共计 4 条测线 35.76km,导线长度 52.979km 的测量任务。

(1)沿测线形成四条长 2000m、宽 2m 的通视及工程作业的通道。这样做,既方便了测量工作,又为下道钻井和放炮采集工序提供了通行条件。

(2)严格按设计要求定井位,定井总数 324 口。其中试 1 测线 221 口,试 2 测线 103 口,经检查,凡通过山坡封山育林区的井位垂直测线桩号偏移均小于 5m。

(3)检波道插旗作标志共 1196 道(其中试 2 宽线 869 道);作井位标志 326 个,检波道和井位标志醒目。因多阴雨天气,为考虑下步钻井、放炮作业的方便,中途又检查和补作了一次检波道、井位标志。

6.3.4.2 钻井

(1)由于 95%的井位在三叠系嘉陵江组和二叠系的石灰岩区内,所以钻井非常困难。加上测线附近基本上无通视条件,完全依靠“人抬肩扛”,“强上强打井”。到 12 月 6 日完成的工作量以 4 台风钻,40 个实际工作日计算,总进尺 4890m,每台日进尺 30.56m/d·台;一个工作日以 20h 计算,每台每小时的平均进尺为 1.52m;经统计石灰岩钻一口 15m 的炮井,平均时效 6~9h。

(2)平整井场 203 口合面积 812m^2;修路 4000m。

(3)承担微测井 3 口,51 个物理点。

(4)承担震源枪点上试验。

6.3.4.3 激发和接收

放炮采集队伍，于12月5日正式开始施工。因使用的是YKZ－480有线遥测仪，故在山高坡陡、森林和荆棘密集的攻关试验区内，布设排列、埋置检波器和放炮作业都很不方便。工区内无水源，必须从山下背水上山，闷井放炮。但是在困难面前，该队严格按照施工设计的要求和标准，精心布设排列、严格放炮标准和闷井措施，基本做到了"炮炮放响"，并使张张记录的干扰水平及人为因素降到最低点。经过21个工作日的奋战，施工测线两条，计16.59km。其中试1测线9.75km，试2测线6.84km，共获生产记录406张。并完成一套点上试验方案，作干扰波调查3个点，获10张记录；点上井深药量试验和地震枪激发试验，获20张记录。

经过试1、试2两条测线、406炮记录评价，合格率98.52%，废品率1.48%。优于合同规定的采集资料质量要求。但声波干扰过大，达32.13%，其中强声波达8.85%。

通过微测井、干扰波调查，取得了表土、含水灰岩风化层、灰岩基岩等三层层速度和直达面波，浅折射波、声波、高频微震、溶洞波等各种干扰波的资料。

通过试验段及单线、单深井常规药量激发30次覆盖与二次激发30次覆盖对比和宽线3×20次单深井常规药量覆盖与地震枪激发覆盖对比等四套地震试验方案的试验和资料初步对比，除地震枪外，均获得了较好的地质效果，从而在石灰岩地震攻关技术上取得了以下几点主要认识：

(1)石灰岩地区地震工作能够取得资料，在高陡背斜顶部得不好资料的原因，岩性可能不是主要原因，构造高陡可能是主要因素。

(2)灰岩区得好记录的主要地震技术是激发条件和覆盖次数。即单深井、适当大药量、高覆盖次数。

(3)通过试验段资料处理，获得了0～0.75s、0.05～0.855s、0.6～1.5s、0.9～1.85s、2.1～2.45s、2.5～2.8s、3.5～4.2s等7个强弱不同的反射层资料，提供了十分丰富的地质构造信息。特别是深部地层的信息，对开拓湘西北地区下古生界地层的油气勘探具有重要资料价值和技术储备价值。

(4)本项目试验资料采集中存在的主要问题是声波干扰过大，应在处理中加以压制，减少干扰。

6.3.4.4 资料处理

攻关试验过程中，对获得的原始记录，均在现场处理机上进行解编，宽频弱显示。首先做好施工质量监控，其次做好初步叠加处理工作，分析地质任务完成程度和对施工质量的评价。在攻关过程中，对已完成的测线资料及时送回基地处理。提供以下22条剖面：

(1)试1测线单深井常规药量激发30次叠加剖面及5种因素(去炮、上支、下支、近道、远道)15次叠加剖面计6条；

(2)试1测线首次2kg药量清水闷井激发30次叠加剖面1条；

(3)试1测线二次6kg药量泥浆闷井激发30次叠加剖面及5种因素(去炮、上支、下支、近道、远道)15次叠加剖面计6条；

(4)试2宽线中心线、左线、右线1×20次叠加剖面计3条；

(5)试2宽线3×20次叠加剖面及5种因素(去炮、上支、下支、近道、远道)3×10次叠加剖面计6条。

经反复试验认真分析，确定了最佳处理流程。

攻关试验区出露大面积坚硬致密的石灰岩，造成表层速度高，加上地形起伏大、激发和接收条件差，所获原始记录干扰严重。因此，处理工作的重点是压制干扰，突出有效信息，提高剖面信噪比。

预处理

首先，准确定义观测系统。将炮点和接收点位置坐标等测量数据置于道头中，百分之百地显示每张单炮记录，并认真仔细地去炮、去道，即删除野值、人动及脉冲干扰道。对强声波干扰，最有效的方法是做匹配切除，即在记录上沿包含这种声波能量的一个狭窄的走廊，将数据充零。其次，用宽带通滤波消除低频和高频噪声。第三步，几何扩散校正，补偿因波前扩散造成的振幅损失，使深部振幅水平得到恢复。同时，加增益以补偿岩石的吸收损耗。第四步，恢复高频振幅。几何扩散校正不能像恢复低频振幅那样多地恢复高频振幅。因为高频遭受较强的吸收，因此，必须用修改信号的振幅谱来消除，使谱加宽。我们采用脉冲反褶积达到这个目的。第五步，野外静校正。对该区高程和表层速度进行调查和综合，地形起伏由 400m 到 1200m，采用海拔 800m 的基准面，微测井结果显示表层"基岩"速度 4500～5000m/s，所以采用 5000m/s 替换速度做地形校正。先进行浮动基准面校正，在浮动基准面上求取叠加速度和剩余静校正量，最终校到固定基准面上。

速度分析和剩余静校正

首先，综合该区的速度，拟合一条综合速度曲线。用综合速度做一次剩余静校正，将计算出的剩余静校正量加到未经动校正的原始 CMP 道集上，再重新作速度分析以改进速度检测。用改进了的速度再对 CMP 道集做动校正，再做一次剩余静校正。利用两次剩余静校正量，用改进的速度做最终叠加。这样，消除因近地表速度的不规则性产生的静校或动校畸变。

叠后处理

有了好的叠前处理，叠后去噪才有基础。为了进一步提高剖面的信噪比，采用了倾角滤波消除视速度较低的规则干扰。用多项式拟合消除随机干扰，见到良好效果，剖面信噪比有较大程度提高。

处理效果分析

野外采取多套方案获得的原始资料，经过处理，看到单深井常规药量 30 次覆盖叠加效果较一次激发、二次激发好；而宽线 60 次覆盖叠加剖面的信噪比高，较 30 次覆盖好。因此，在石灰岩出露区，高次覆盖有利于提高处理剖面信噪比，因为叠加本身就是一种去噪过程。

6.3.5 效果分析

6.3.5.1 点试验效果

(1)微测井获得了三叠系嘉陵江组石灰岩区表层速度参数。

在试 1 测线三叠系嘉陵江组石灰岩区的 199、231、251 桩号的 3 口 17m 深的炮井(间隔分别为 640m 和 600m)，用 ES－2420 仪和带推靠臂的浅井检波器作了微测井，测点距 1m，仪器采样间隔 1/4ms，药量 50～100g，共获 51 个物理点记录，初至下跳清楚。经解释和综合分析，表层大致可分为三层(图 6－3－2)：

0～5m：表土，层速度 1300～1500m/s

5～10m：含水石灰岩风化层(个别井段有溶洞)，

层速度 2300～3400m/s

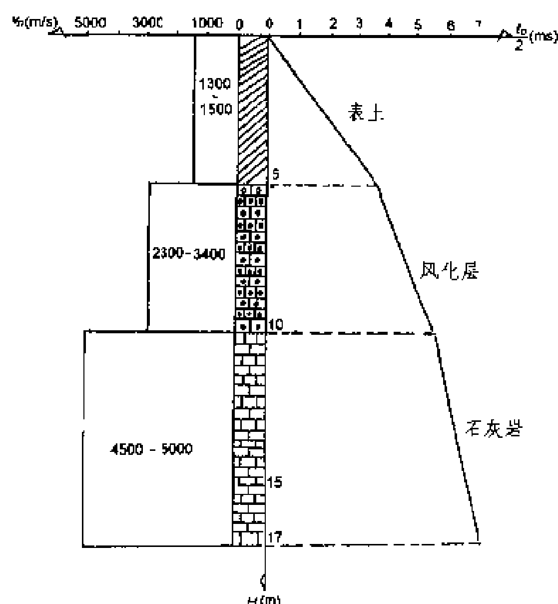


图 6-3-2 表层结构图

10～17m：石灰岩（基岩），层速度 4500～5000m/s

由上可知，由于激发井深为 15m，因此，表层激发介质的速度为 5000m/s 左右。这样，在资料处理时，地形校正速度的选取，就有了依据。

(2)干扰波调查。

在试 1 测线 99、231、251 桩号分别激发，用直角排列(1～24 道垂直测线，25～120 道沿测线，道距均为 10m)，作了三个点干扰波调查，每点 3 炮，共获 10 张记录，经分析，有以下几种干扰波：

①直达波：0.2～0.7s，$f_x = 20\text{Hz}$，$t_x = 50\text{ms}$，$v_x = 2375\text{m/s}$；

②浅折射波：0.1～0.3s，$f_x = 40\text{Hz}$，$t_x = 25\text{ms}$，$v_x = 5588\text{m/s}$；

③声波：1.3～4.0s，$f_x = 20\text{Hz}$，$t_x = 50\text{ms}$，$v_x = 375\text{m/s}$；

④高频微震：以背景形式出现，$f_r = 50 - 70\text{Hz}$；

⑤溶洞波：以多初至形式出现。

上述干扰波中，直达面波及浅折射波均不会对记录造成致命的干扰；对声波，只要下药深度够，闷井措施良好，就可克服；唯有高频微震取决于测线上森林密集，风吹树动，对生产记录是一大干扰；溶洞发育，分布无规律，炮井若钻到溶洞放炮，必产生溶洞波干扰。此外，点上干扰波调查，也初步显示了多次激发效果。

(3)点上井深药量试验。

点上井深药量试验的因素为：井深 14，17，20m，药量：2，6，12kg，结果以药量 6kg 和 12kg，井深14m 和 17m 的好，能获 0.5s，1.2s，2.7s，4.7s 四组反射，其中 2.7s 和 4.7s 为强波。

地震枪无论是多枪单次，或是多枪多次，记录上只有 1.0s 前有些能量，因此，只能作为浅层的补充震源。

6.3.5.2 剖面地质效果

激发效果

在试 1 测线试的是多次激发技术。即在每个炮点钻 2 口相距仅 2m，深 15m 的炮井。首先一口井下 2kg 药、清水闷井激发得第一炮记录；然后再下 6kg 药、泥浆闷井激发得第二炮记录；最后在另一口井内下 6kg 药泥浆闷井激发得第三炮记录。由于两井相距很近，位于激发的塑性圈内(石灰岩介质激发塑性圈半径的经验公式 $R_k = 2\sqrt{Q}$)，故可视为同点激发，因而可考核这种多次激发技术对改善记录品质的效果。以往在鄂西鱼皮泽、洗马坪等灰岩露头区多次激发的实践经验及理论分析，说明该技术主要是改变了石灰岩激发介质的物理性质，如介质的粘弹性改善、弹性范围扩大、阻抗耦合度增大等，有利于激发弹性波。

对试 1 首炮 2kg 药清水闷井 30 次叠加、试 1 二次 6kg 泥浆闷井 30 次叠加和试 1 第三炮 6kg 药泥浆闷井 30 次叠加的三条剖面作了对比分析。对比分析方法是将剖面上各反射波组

"同相轴"、连续的CDP数、连续的CDP占整条剖面总CDP的百分比、所有反射波组平均连续的CDP数、平均连续的百分比、三种剖面之间各反射波组连续百分比差进行统计。从分析可知,试1测线井中2次剖面优于井中首次激发剖面,另一口井(即第3炮)的剖面优于井中2次激发的剖面。

二次激发存在的主要问题是单井中二次激发下药深度难以保证,下药深度不够,也就难以保证记录质量。因此,最好的方法,不在单井中进行多次激发,而是在同炮点桩号,以经验公式 $R_k=2\sqrt{Q}$ 推算,在激发介质塑性圈内,相距很近的多口井中进行。如上述第3炮的方式,就比较适宜(图6-3-3)。

经过本次的试验,关键技术措施:如井深、下药深度、灌水、灌泥浆闷井等措施,必不可少,而且要严格标准。

宽线效果

试2测线采用宽线技术,在工区平面上与试1测线呈"喇叭状"展布。其中心线大号段距试1测线大号段200~400m;小号段距试1小号段800~1000m。宽线方式为"三线一炮制"即中心线和接收线,其左、右间隔各260m再布两条接收线。资料处理后形成1×20次叠加3条,宽线3×20次叠加剖面1条。目的是考核高次覆盖(60次)及宽线叠加效应和统计效应,以期提高石灰岩区剖面的质量。试验结果,剖面质量很说明问题。

将试1测线多激发的第三炮记录的30次叠加剖面与试2宽线60次叠加剖面各反射波组的连续性进行对比。对比的方法是将各反射波的连续的CDP点数,长度及占各剖面总CDP数的百分率予以统计。从分析可知,试1、试2两条剖面各反射波组的连续性百分比差均小于8%,六组反射波两条剖面连续性平均百分比差为2.9%,故两条剖面的效果相当。

依照上述办法,从中心线、左线和右线三条1×20次剖面统计出的平均连续性为26.3%,比宽线3×20次剖面的连续性低38.2%。若宽线剖面的等级为1,则1×20次剖面的等级为26.3/64.5=0.41,因此,在反射波组的连续性方面,宽线叠加的3×20次剖面要比三条1×20次叠加剖面高0.5个等级左右。宽线比单线好,原因在于宽线的叠加效应。从宽线的叠加特点分析,它包含了纵向叠加和横向叠加两部分。设纵向叠加次数为 n,横向叠加次数为 m,则宽线叠加的信噪比为 $G=\sqrt{nm}$,比纵向叠加信噪比提高 $G=\sqrt{nm}/\sqrt{m}$。

理论上,$G=\sqrt{3}=1.73$ 倍。实际上,$G=64.5/26.3=1.56$ 倍,与理论值很接近。

宽线叠加的关键,在于横向线间距不要大,要适度控制。控制的方法,类同组合因素选择。设横向上目的层的平均视倾角为 ϕ_y,速度为 v,平均反射频率 f,接收线数为 M,则线距 ΔD 控制选择为:$\Delta D\leqslant v\cos\phi_y/Mf$

本次宽线试验设计 $\phi_y=5°$,$v=6000\text{m/s}$,$M=3$,$f=30\text{Hz}$

则 $\Delta D\leqslant 66\text{m}$,施工时取 $\Delta D=60\text{m}$,故宽线叠加效果予以了保证(图6-3-4)。

不同方式叠加剖面效果

试验去炮、上支、下支、近道、远道等5种因素叠加处理的目的:一是考察叠加次数下降后的剖面效果;二是上、下倾放炮记录叠加的剖面效果;三是远、近道叠加的对比。对试1、试2两条线,五种因素的叠加剖面作了统计分析,得出以下几点结论:

(1)采用五种因素叠加处理的剖面,因叠加次数下降了一半,故剖面上波组平均连续性都未超过50%。其中对于试1测线正常30次叠加剖面,平均连续性为67.9%,采用五种因素叠加后为33.8%,下降了34,1%,约下降0.5个等级;对于试2测线60次叠加剖面,平均连续性为64.5%,采用五种因素叠加后,为41.9%,下降了22.6%,约下降0.4个等级。

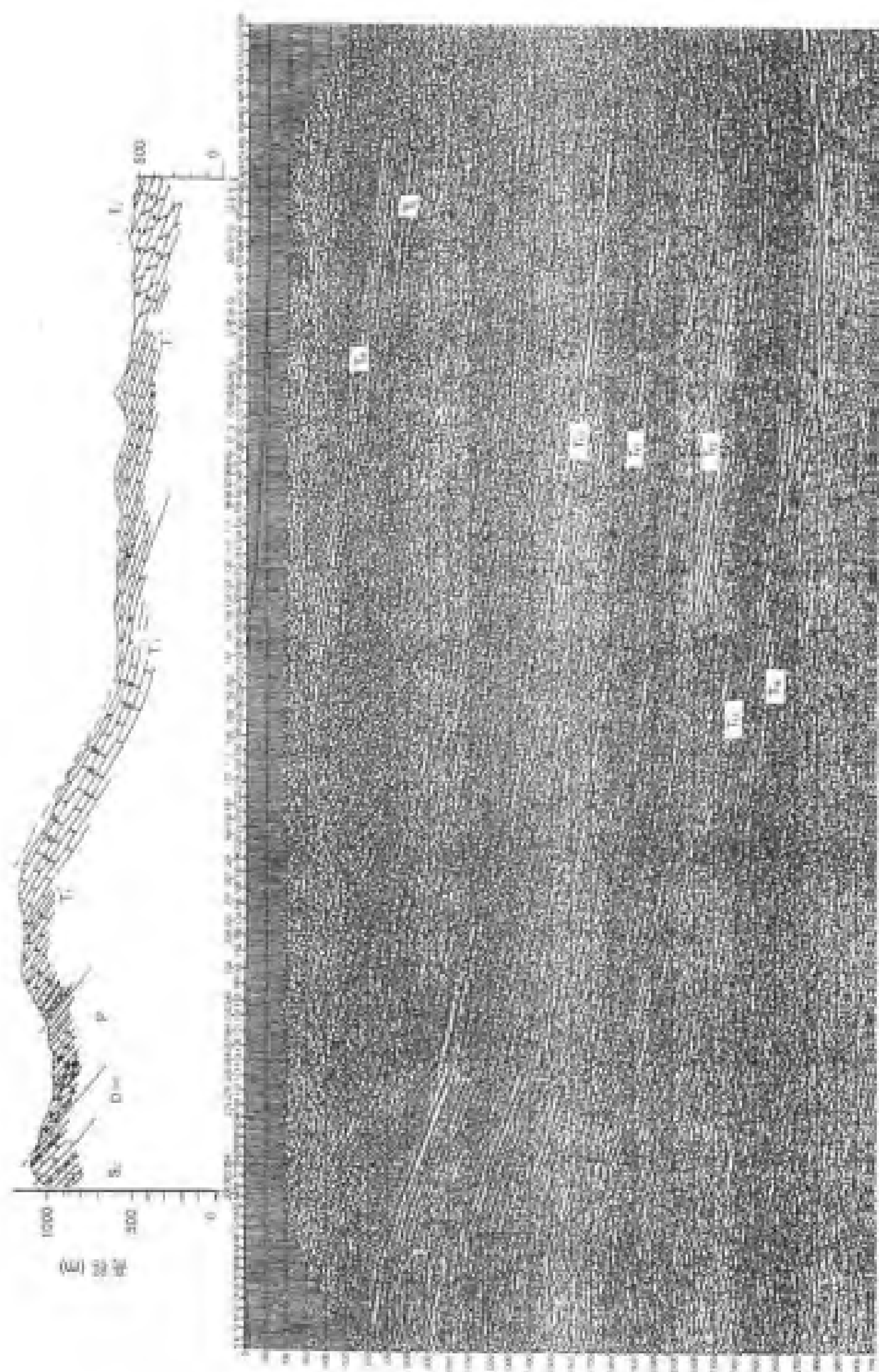


图 6-3-3　多次激发叠加剖面

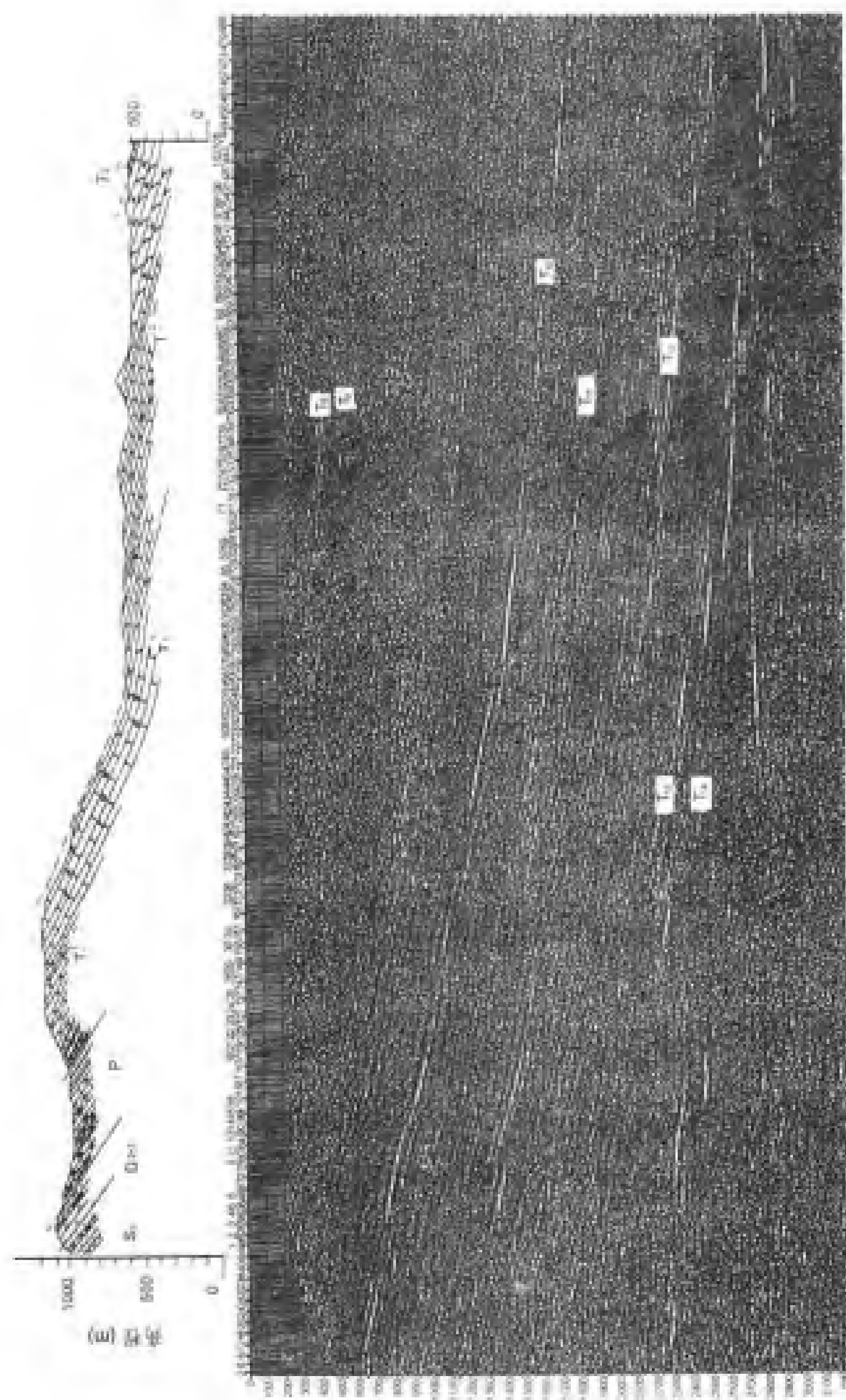


图6-3-4　宽线激发叠加剖面

(2)上、下支叠加剖面效果对比，波组平均连续性百分比差：试1剖面为4.8%，试2剖面为8.9%，均未超过10%，说明上、下倾放炮剖面效果基本相当。

(3)远、近道叠加剖面效果对比，波组平均连续性百分比差：试1测线为7.6%，试2测线为-2.4%，说明远、近道叠加效果亦相当。

以上的结论均符合多次覆盖的基础理论。这也从一个侧面说明了，攻关试验时，采用经选择和控制的道距、覆盖次数、最大炮检距、中点放炮的观测系统是合适的。

地质效果认识

试1、试2两条测线的水平叠加剖面上自浅至深都获得了多组连续的反射波，所反映的地质现象比较丰富和清楚。

(1)地质层位推断和确定。因攻关试验区是新区，无一口探井资料，故只能依据本区地面地质调查的地层厚度资料结合鄂西鱼一井和李二井的速度，推断分析。

由地面地质资料可以确定 T_{18}、T_{19}的含义。T_{18}相当于乐平组的底，T_{19}相当于阳新统的底，这与整个川东鄂西的层位对比是吻合的。志留系是一套砂泥岩互层的地层组合。奥陶系上统的五峰组为一套黑色硅质页岩，它们之间由于没有强的物性界面，不可能产生强的反射同相轴。因此，T_{19}反射层以下反射相对密集，能量较弱，相位相对连续的这一套反射波系相当于志留系和五峰组的反射，反射层 T_{20}相当于奥陶系五峰组的底，它代表的是五峰页岩和下伏石灰岩之间的反射。

根据邻区李子溪构造李1井的钻井资料，可以对形成强反射的物理界面作一分析：第一物性界面，上寒武三游洞组为微晶白云岩，中寒武的覃家庙组为白云岩和灰岩的互层，它们之间存在着一定的速度差异；第二物性界面：下寒武的石龙洞组为白云岩夹灰岩与下伏天河板组的大套泥页岩可以形成一个良好的界面；第三物性界面；下寒武水井沱组内部的灰岩与碳质页岩的界面；第四物性界面；震旦系陡山沱组的白云岩与下伏南沱冰渍层的分界。

攻关试验的试1测线第三炮30次叠加剖面和试2线3×20次叠加剖面，都获得了从二叠至震旦系的反射波组，与地质剖面理论推断结果相一致。

(2)地质现象认识和解释。从剖面浅、中、深反射波组形态分析，2.9s即Z底及以上反射波组的产状，自大号向小号"上爬"，与地面露头产状一致，显示四望山构造西北翼形态；2.9s左右范围内为平缓产状：3.2～4.5s间多组反射向小号方向下倾，显得很不协调。依据波组特征及波组间的厚度概念，初步解释为2.9s处可能存在一个较平缓的推覆断层。2.9s至4.5s的波组为志留系至寒武、震旦系的反射。

6.3.6 结论

攻关试验工作的特点是：由于制定的攻关方案比较切合实际，实施时措施得当，因此效果明显。有以下几点结论：

(1)石灰岩区地震工作要取得明显效果，必须首先要有先进的装备保证。卫星定位仪，红外测距仪，轻便山地空气钻机和遥测数字地震仪器，是必不可少的基础装备。这样就为严重缺水、交通不便的石灰岩露头区高精度地震的导线控制测量、钻井和实施高次覆盖或宽线接收，提供了先决条件。

(2)石灰岩区地震工作的关键在于改善激发条件和接收条件。激发条件中，必须严格井深、药量、灌水闷井等方面的常规标准和措施外，还要有针对性地选用高密度、高爆速药柱(原则是要与石灰岩激发的阻抗匹配)和采取多次激发技术；接收条件方面则配合激发，采用多次

覆盖或宽线接收，这是石灰岩区地震工作比较适宜的方法技术。

(3)直线接收是适宜的方式。按照理论分析，总的来说，覆盖次数不要低于30次。炮检距、道间距、组合基距、组内距等都要根据构造陡、缓程度来选择，宜小不宜大。

(4)石灰岩资料处理要紧紧抓住多次静校正和提高信噪比这两大环节。这样，对剖面质量能起到明显的改善作用。

(5)本次攻关试验区位于四望山背斜的西北翼，地下地层产状较缓，一般30°左右，又不太复杂，这也是攻关试验有利的客观条件。

在1994年四望山高陡背斜西北翼山地二维地震攻关试验获得明显效果的基础上，1995年和1997年由江汉石油管理局地球物理勘探处和四川石油管理局地质调查处进行了部分地区的山地二维地震普查。发现了中湖、桥头两个地面背斜，由志留系砂泥岩组成的地面背斜，在寒武系石灰岩、白云岩中为一统一的高断块平台，上下构造不吻合。为开展山地二维地震勘探提供了资料依据和技术储备。

6.4 湖北利川山地二维地震勘探

利川探区位于湖北利川地区，包括利川复向斜和齐岳山高陡背斜带，面积约10000km²。天然气资源总量3238.15～3587.98亿m³，主要分布于下古生界。区内除中部马前、王家坝等部分地区覆盖有侏罗系—中三叠统泥砂岩外，大部分地区出露二、三叠系石灰岩地层。主要勘探目的层为下古生界震旦系—奥陶系，70年代钻探的鱼1井发现了天然气。区内分布有鱼皮泽、黄泥圹、九台山等大型背斜构造，为下古生界勘探的重点突破区块。见图6-4-1

利川区块油气勘探程度很低，除进行过地面地质调查和钻探过1口深井(鱼1井)和1口浅井(猫1井)外，70年代江汉石油管理局地质调查处在鱼皮泽构造上进行过地震采集方法攻关，但因地震装备和技术水平的限制均无功而返。之后，区内一直没有开展过物探工作。为加快下古生界鱼皮泽重点构造及其重点目标区的地质等综合评价及预探。渝鄂湘项目经理部首先通过为山地二维地震攻关试验提供资料依据和技术储备。

6.4.1 地震地质条件

6.4.1.1 攻关试验测线(段)

攻关试验测线位于鱼皮泽构造带凉桥背斜西南倾没端二、三叠系石灰岩露头区，长度为6.9km(图6-4-2)。攻关试验的目的和任务：采用多套方案、适用技术做好试验测线(段)的采集试验和资料处理，力争获得反映地腹地层和构造信息的地震反射资料，为开展鱼皮泽构造带的地震及湘鄂西高陡背斜的地震勘探提供资料依据和技术储备。

6.4.1.2 自然地理和地震地质条件

鱼皮泽构造带地处鄂西中高山区。地表广布二、三叠系碳酸盐岩，断裂、褶皱发育，地层倾角20°～50°，局部地层倒转。区内山高谷深，群峦叠连，悬崖峭壁，沟壑纵横，最高海拔2021m，相对高差达800～1000m。试验测线(段)所在部位为三叠系嘉陵江组碳酸盐岩分布区。一般有表土覆盖，但厚薄不均，且岩溶发育，溶洞很多。特别是森林及荆棘的覆盖程度高，人员难以通行，测量通视度极差。

恶劣的自然地理和地震地质条件使地震勘探工作的难度加大。一是地形条件复杂，搬迁、

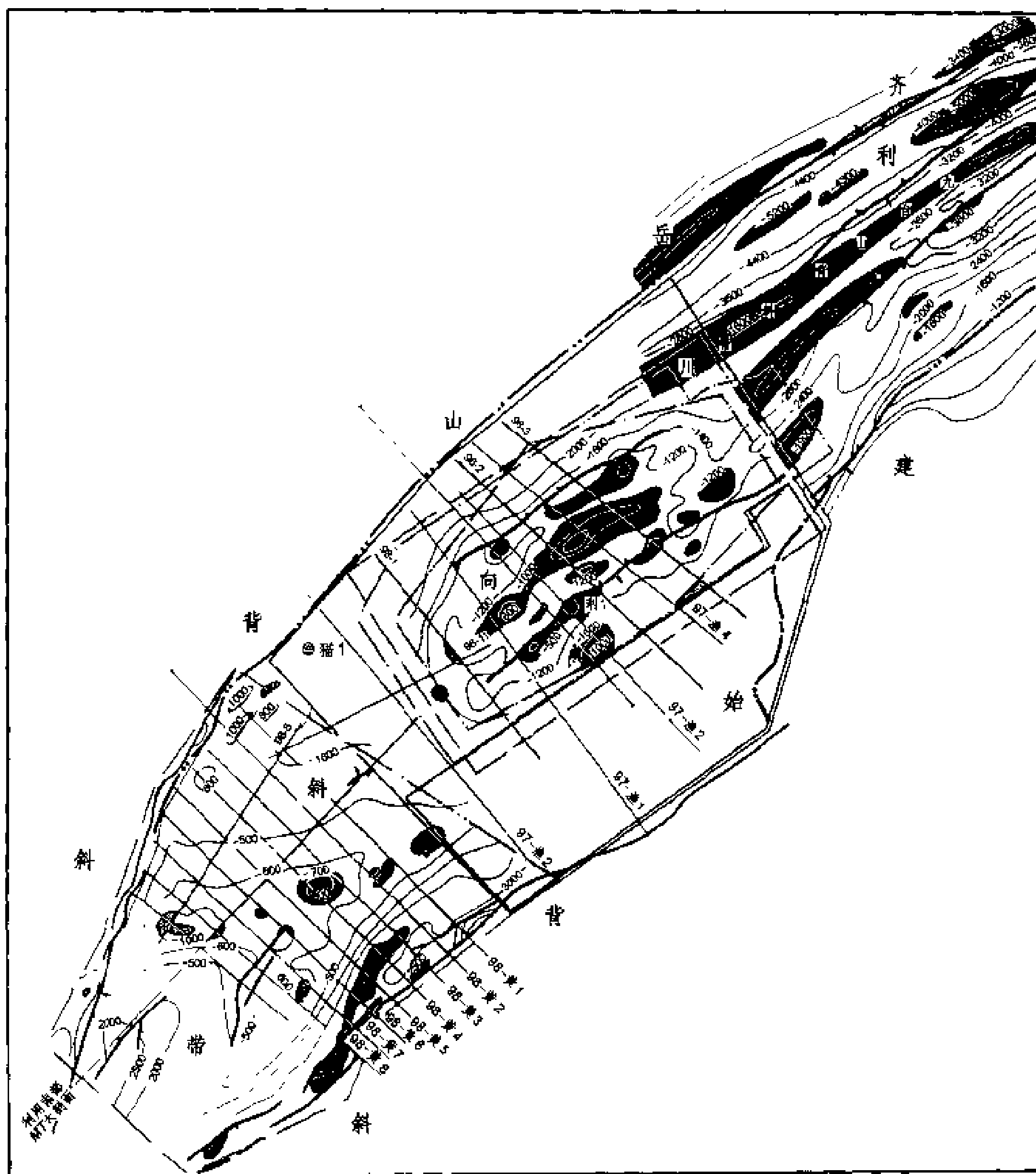


图 6-4-1　利川探区位置图

钻井、排列布设太困难;二是碳酸盐岩裸露,构造高陡、地下构造复杂;三是地表水漏失严重,潜水面随季节变化显著,激发深度不易选择;四是裂隙溶洞发育,对有效波的衰减、吸收严重、各种原生和次生干扰强烈。因此,如要得到较好的地震资料,必须解决如下六个难题。(1) 高效率的钻井作业;(2) 检波器与地表石灰岩的良好耦合;(3) 震源能量与地下反射界面的良好匹配;(4) 克服波速高且溶洞发育的石灰岩所造成的散射干扰。(5) 复杂地形及复杂地表条件下的精确动静校正。(6) 复杂构造条件下的准确成像亦即建立正确速度场。

为攻克石灰岩地区高陡构造地震勘探的这一世界性难题,推动川鄂湘地区下古生界高陡背斜的油气勘探,四川石油管理局地质调查处、江汉石油管理局地球物理勘探处、石油地球物理勘探局第二地质调查处等地震施工单位,在鱼皮泽、九台山等构造上进行了极为艰苦的地震攻关试验和采集工作。

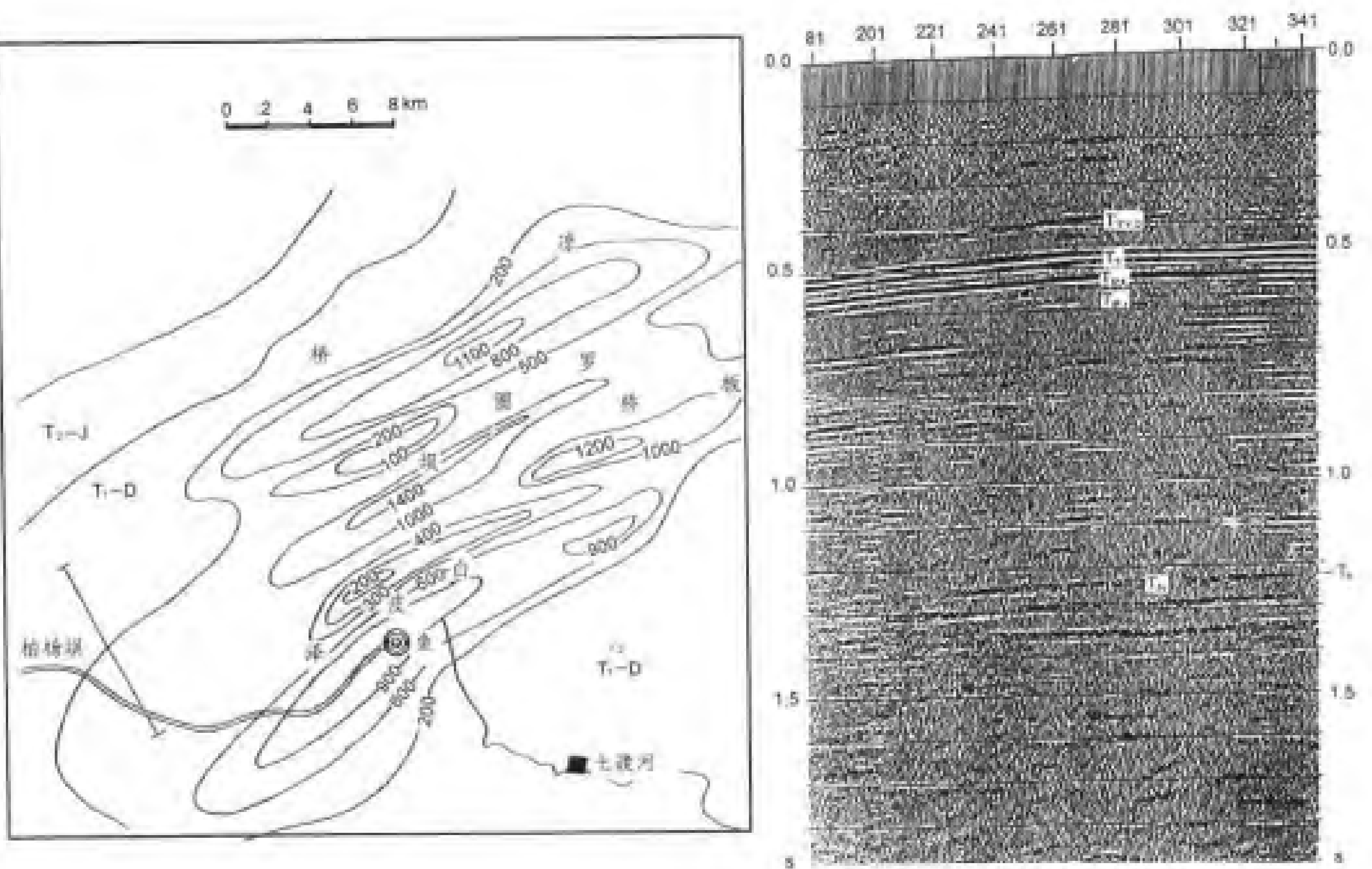


图 6-4-2　鱼试 94-1 测线单深井 8kg 药量 30 次覆盖叠加剖面及位置图

6.4.2 野外施工方法和主要参数选择

试验方案的制定是否可行,野外施工方法是否正确,主要参数的选择是否合理,是此次攻关试验能否取得成效的关键。为此,详尽的规定了各项技术指标和要求。

6.4.2.1 测量

使用 GPS 卫星定位系统作控制点,红外测距仪,经纬仪作导线测量。水平等道距,实测所有炮点及检波点的坐标、高程,并作好炮点、检波点标志。当原定炮点(测量时炮点即已选定)或检波点在钻井、放炮过程中发生偏移,且超过允许范围时,要求重测其坐标、高程。

6.4.2.2 钻井

为确保试验任务的顺利完成,规定必须使用空气钻打井。井深选择:要求单深井的激发深度一定要达到 15m(±10%),浅井组合要求井深≥5m,且组内各井的井底高差小于 1m。

6.4.2.3 检波器布设

鉴于本区的特殊情况,为保证良好的接收条件,作了以下具体规定:

(1)原则上要求检波器沿测线方向布设(线性组合);

(2)同道的各检波器的高差不得大于 1m,否则应沿等高线布设保持一致时差;

(3)为避免环境噪声产生的高频干扰,要求在有条件的地方挖 20~30cm 的检波器坑减少面波干扰;

(4)在石灰岩裸露区检波器无法埋置的地段,要求在岩石上先垒粘土,然后将检波器插入其中,并保证其平稳正直固紧。

6.4.2.4 主要采集参数

(1)仪器:DFS-V120 道数字地震仪

(2)接收道数:120 道

(3)道距:30m(水平距离)

(4)偏移距:150m

(5)观测系统:1920-150-0-150-1920

(6)覆盖次数:30 次

(7)激发井深:单井:15m((10%)

组合井:≥5m(井距 5m)

(8)药量:4~8kg

(9)组合检波:一串 9 个(3 串 3 并)线性组合,基距 8m,内距 1m

(10)检波器自然频率:15Hz

(11)采样间隔:2ms

(12)记录长度:5s

(13)记录频带宽度:8~128Hz

(14)前放增益:28dB

6.4.3 采集试验

6.4.3.1 点上试验

(1)试验目的:选择合适的施工参数。

(2)试验内容:①干扰波调查;②井深试验:14,17,20m;③ 药量试验:2,4,6,8kg;④炸药密度试验:高密度 ZY45－1－G 型(爆速 6000m/s);中密度 ZY60－1－Z 型(爆速 5000m/s)。

(3)试验效果分析。

①井深试验。鱼试 94－1 线位于地形相对低洼区,10m 以下即可见地下水;该线所钻 168 口深井(±15m)均钻遇地下水,达到 100%的自然含水激发,效果较好。此项试验所有炮井均采用人工灌水闷井方式激发,故效果不错。试验证明:井深 13m 以下,含水闷井激发,效果较好。

②药量试验。本区药量不宜太小,以 6～8kg 为宜。适中的药量可以压制干扰,增加反射波能量,改善深层资料品质。

③炸药密度。从理论上讲:激发能量与炸药和围岩的耦合程度有关。

当几何耦合度(药柱直径/炮井直径)为 100%;阻抗耦合(炸药密度×爆速/介质密度×波速)为 1 时,激发能量最强。试验过程中高密度、中密度炸药的几何、阻抗耦合度分别为:56%和 0.83; 75%和 0.65, 可以看出高密度炸药的阻抗耦合度高(0.83),但几何耦合度小(56%),故二者的激发效果相当。考虑到中密度药柱成本低,而改善高密度炸药的几何耦合度又不现实(井径 80mm,药柱直径 45mm,难以匹配),故选用中密度炸药为试验震源。

6.4.3.2 试验测线

(1)目的:通过线上试验对比各种激发方式的药量和接收方式, 选择最佳采集参数为今后碳酸盐岩分布区的地震勘探提供技术储备。

(2)试验方法。为使试验因素单一,确保试验结果的可靠,要求放一次排列将所有试验方案同时完成。即施工时,要求在每个炮点上放完单深井小药量,单深井大药量,组合井小药量,组合井大药量等四炮后,再放下一个井位。

6.4.4 资料处理

野外资料采集时,已用现场微处理机对原始记录进行了解编和宽频弱显示。一方面对施工质量进行适时监控,一方面做些初步叠加,以分析地质任务完成的程度。野外采集结束后(单条测线)及时送回基地进行常规处理。

由于石灰岩出露区地震资料信噪比极低。因此,资料处理的关键是:压制干扰、突出有效波,提高信噪比,搞好叠加成像。

在充分进行试验的基础上,确定了最佳处理流程和主要参数。

(1)用滤波压制干扰。

利用 $f-x$ 及 $f-k$ 滤波,使浅层面波及折射波得到有效地衰减,并使随机干扰得到有效的压制。

(2)用相干加强突出有效波。

利用 FKWT(复数 $f-k$ 谱振幅包络加权以达到相干能量增强之目的)、MROP(炮点域相干加强和 CDP 道集相干加强)等手段使有效波得到加强,达到提高浅中深层信噪比之目的。

(3)使用多种静校正方法解决叠加成像。

鱼 94－试 1 线大号端地形起伏较大,静校正问题突出,为此,试验了“初至折射静校正”、“平滑地形校正”、“共偏距静校正”等三种方法,使此问题得到基本解决。

(4)人机交互处理,提高速度分析精度。

充分利用人机交互处理的优势，进行速度分析与剩余静校正的迭代处理，使速度更趋精确，剩余静校更趋合理。

6.4.5 资料解释

剖面评价标准主要以波组特征是否清楚，反射层次是否齐全，主要目的层可连续追踪长度占剖面总长的百分比及能否完成地质任务来衡量。

从区域地质资料调查分析，该区下三叠统厚1350m左右，二叠系上统厚190～340m左右，二叠系下统厚194～480m左右，志留系1400m左右。而该构造上钻探的鱼1井、钻井分层厚度：志留系1405.5m，奥陶系339.5m。如借用川东地区上述几层的速度换算，在构造上倾部分的二叠系顶界反射时间约为560ms左右，所以二叠系反射在剖面上应在600ms左右出现。再结合鱼1井各层厚度与川东相对应的层速度换算，即可确定该区各反射层在剖面上大致位置，再结合川东邻近地区相应反射层的波形特征及各层的时差，确定出试验段剖面各反射层的地质层位。

T_{Tf}^2反射层相当于飞仙关组下部；T_T反射层相当于三叠系底界；T_{PL}反射层相当于二叠系上统底界；T_{Pr}反射层相当于二叠系下统底界；T_S反射层相当于志留系底界。

6.4.6 效果分析

6.4.6.1 鱼试－94－1线试验结果

该线用四种采集方案，通过抽炮，抽道的形式，共处理出4套36种时间剖面，各种剖面均获得二叠系至奥陶系反射层的资料。从获得的资料可看出，T_T、T_{PL}为连续的强反射，说明二、三叠系内的石灰岩层界面亦是良好的反射界面，见图6－4－2。

6.4.6.2 试验效果分析

从鱼皮泽地区抽取4种剖面，可以做36套试验因素对比，其结果，除二次爆炸时因下药深度达不到预定深度(可能是首次爆炸使用药量太大，导致井底坍塌)而效果不理想外，余者皆符合地震勘探的基本理论。这就说明此次试验攻关的结果是正确的、可靠的；同时也说明选定的道距(30m)、覆盖次数(30次)及中点放炮的观测系统是合理的。

6.4.6.3 推广应用效果

在1997年鱼皮泽地区又布设了5条二维测线，其中97－鱼4测线的地震剖面被誉为我国南方石灰岩出露区第一条可用于解释的地震剖面。它参加了第15届世界石油大会成果展览，成为我国南方石灰岩山区地震勘探方法获得新突破的标志(图6－4－3)。并在当年完成了寒武系底目的层构造图的编制，提供了利1井井位。

6.4.7 结论

鱼皮泽探区的地震攻关试验生产取得了较圆满的结果。在石灰岩大面积出露的地区能获得反射层次如此丰富、信噪比如此之高的地震剖面，实属少见至少在国内尚属首次。概括起来，对如何搞好石灰岩地区的地震勘探有如下结论：

(1)先进物探装备。

80年代初，江汉石油管理局地球物理勘探处曾在鱼皮泽构造上进行过地震攻关试验未果，主要原因是装备落后；24道模拟仪只能作12次覆盖；用XU－100型钻机打一口深9m的

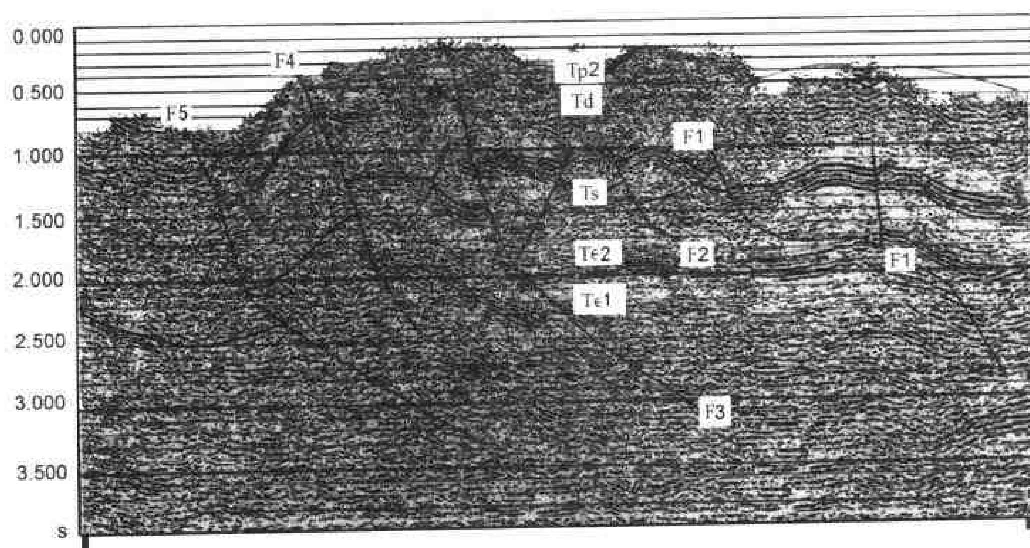


图 6-4-3 鱼皮泽构造地震 97-4 测线偏移时间剖面

灰岩井需时 3～5 日。而现在使用空气钻 8～9h 即可钻一口深 15m 的炮井。

该次试验，从测量到放炮结束，用时 96 日，放 335 炮，与 80 年代相比，其效率翻了几番。此外，GPS 作控制点，红外测距仪作导线测量，对提高生产效率和勘探精度也是功不可没的。

(2)严格施工。

合理的试验方案制定后，严格按先进的技术要求实施就成了试验能否成功的关键，而优良的施工质量就是严格按照要求实施的可靠保证。地震勘探是由测量、钻井、放线、放炮、处理等诸多环节组成。一着不慎，满盘皆输，无论哪个环节出了差错，都会导致试验的失败，在此次攻关试验中，为保证通视良好，检波点、炮点的准确，施工单位都作了大量的艰苦细致的工作，使原定的技术要求得到圆满的贯彻执行。

(3)精选炮点。

使用空气钻在石灰岩中钻炮井，无疑是提高时效、保证质量的重大举措。但其成本相当高。而精选炮点则有事半功倍之效。

总结了一套山地勘探精选炮点的方法：避高就低，避虚就实，避碎就整。即：①炮点要选在低处，这样激发效果好；②井位要设在基岩上，否则表层土跨塌会造成井塞，使炸药下不到预定深度；③避免在破碎或裂隙、溶洞发育的基岩上打井，否则井漏会使闷井功亏一篑。

(4)选择合适井深。

在潜水面以下进行激发是地震勘探的经典方式，本区亦然。攻关试验证实：鱼皮泽地区激发井深在 13～17m 以下均可获较好效果，其原因就在于，该区的潜水面在 10～15m 之间，且潜水面以下为一滞水层。因此激发井深的选择一定要合适，既要保证一定深度使其在含水层中激发，又不要穿透含水层以便滞水层中放炮。

(5)改善激发条件。

石灰岩坚硬致密，传播速度高，使用空气钻在石灰岩中打井时，井壁干燥，在其中激发易产生很强的高频干扰。采用人工闷井加长时间的雨水渗透使地表及井孔中的灰岩饱含水，因此激发点和接收点围岩的波速降低，激发、接收条件亦得到改善。根据在川鄂石灰岩出露区进行地震勘探试验的经验，用清水或泥浆闷井是改善激发条件，提高记录质量的一种最行之有效的

方法。而此次利用雨季地表湿润、接收条件变好的情况下进行施工亦是改善资料质量的一条蹊径。

(6)直线水平等间距高次覆盖方法。

在鱼皮泽这样的大山区,作直线、水平等间距的高次覆盖,其困难之大是可想而知的,但非此不能解决地质问题。因弯线、反射点散布面积太大使处理难以叠加成像,甚至无法确定中心解释线,特别是在高陡构造区更为困难。覆盖次数以20～30次为宜,炮检距、道距要依构造的陡缓灵活选择。

(7)资料处理关键在于准确成像。

搞好灰岩区高陡构造的资料处理工作有三个环节值得特别重视,一是静校正、二是提高信噪比、三是准确成像。前两者是处理方法得当与否的问题,后者却是速度是否合理的问题。前二者是基础,后者是关键。因为叠加、偏移和时深转换剖面能否正确反映地下构造形态,都与其能准确成像有直接关系。

(8)虽初见成效,但仍任重而道远。

该次试验攻关取得了较圆满的成功。在我国南方碳酸盐岩裸露区山地二维地震攻关过程中,鱼皮泽工区取得了实质性的重大进展。在此试验成效基础上,目标地震测线于方斗山背斜带主体灰岩区取得了较好的反射资料,有的将5～6km宽的空白区缩小至2～3km,提高了圈闭描述评价的精度和对圈闭西部特性的认识。石灰岩大范围出露,地形极为恶劣的利川鱼皮泽构造带和桑植区四望山—天子山—车坊构造带地震标定测线以及利川复向斜概查测线亦取得了品质不一的反射资料。尚不能说石灰岩攻关已经完成,原因是:此次攻关测线均布置在构造的翼部,形态较简单,产状亦不是太陡。相反,在石灰岩大面积裸露区,产状较陡、构造形态复杂、断裂系统发育以及滞水层深度不一的地方,结果仍然存在资料品质不稳定或较差的问题。因此,要攻克石灰岩关尚需不断努力。

6.5 云南楚雄山地资料采集和质量控制

楚雄盆地位于滇中地区,属于南方形变强度较弱的一类保存单元,是南方生储盖组合最完整的地区。面积约36600km^2,区内有五套生储盖组合,主要勘探目的层系为上三叠统,烃源岩极为发育。盆地油气资源丰富,据全国二次资源评价,油资源量为3.68～5.95亿t,气(含煤层气)资源量为5690～29000亿m^3,是寻找油气的有利目标区。

6.5.1 工区概况

工区位于楚雄彝族自治州境内,见图6-5-1。测线布设区域全部为森林覆盖的高原地区、地形恶劣、海拔高。区内最低海拔约1900m左右,最高海拔为西部白草岭的东南斜坡带和中部的大雪山地区,约3000m;平均海拔在2500～2600m。相对高差一般为800m,最大可达1100m。

交通条件差,区内仅有西端、东端和北端附近有大姚经县华至桂花、大姚经宜就至永仁、永仁经他普里至万马三条公路,中部区域无可通车公路,翻越大雪山时,将组织较多的人力、砍树修路方能通过。

总之,测线布设区域恶劣的自然环境和经济不发达状况,使得地震勘探更加困难。

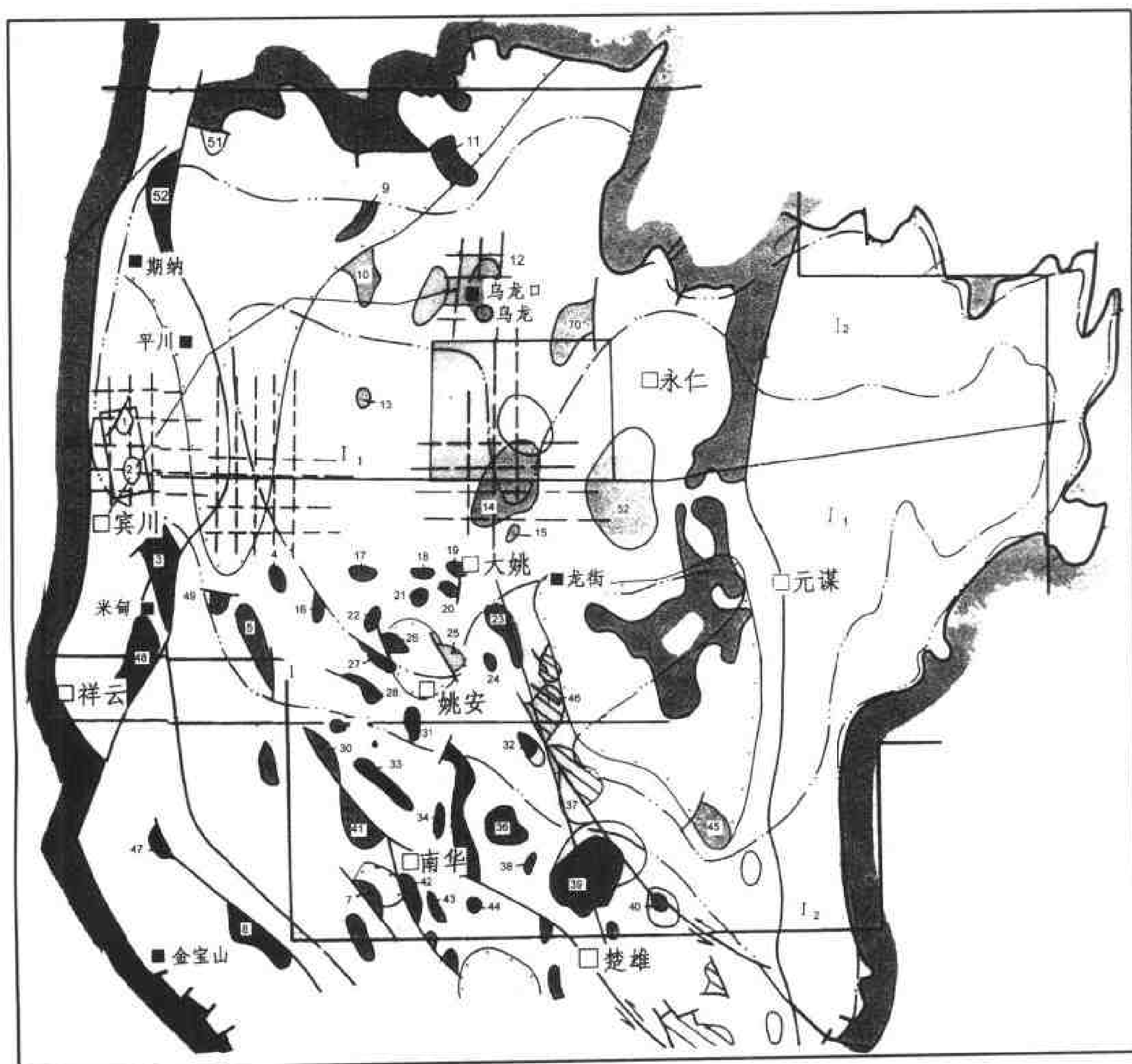


图 6－5－1　楚雄探区位置图

6.5.2　地震地质条件

楚雄盆地位于扬子准地台的西南缘，其西北以箐河—程海断裂与巴颜喀拉印支褶皱系相邻，西及南侧以红河断裂为界，与三江印支褶皱系相接，东侧以普度河断裂为界，与康滇隆起相邻，为一南北窄楔状大型中—新生代沉积－构造盆地，施工区域位于中部凸断块构造单元的北部。探区内地表地震地质条件较差，虽然出露岩层以白垩系和侏罗系的砂泥岩岩层为主，但因属高原地区地貌，地形切割深，海拔高，水系缺乏，地表含水极差，出露岩层风化剥蚀及坍塌堆积现象严重，常形成几米至几十米厚的松散堆积物和较多的坍塌堆积物，局部地段地表为黄土堆积。总之，工区内地表地震地质条件不利于地震波的激发与接收。而且，森林覆盖的高原工区，施工的秋冬季节强劲的大风频繁发生，还将造成较强的高频干扰背景。

为落实大姚地区的地腹构造形态，寻找新的油气勘探目标，通过分析探区内已有的 CDD97－08 和 CDY97－38 两条大剖面及 CDY97－28，34，44，056，064，068，斜 1 线七条目标测线的剖面，认为工区内中浅层没有较强的反射界面，深层有较强的反射界面，地腹地震地质条件复杂。

6.5.3 勘探简史

楚雄盆地的石油勘探工作始于50年代,最初以石油地质普查为主,对岩石物性、地层对比及含油气性进行了研究,同时还进行了1:50000连片细测和1:50000重磁力普查。70年代初,使用DZ-701模拟磁带仪,对盆地进行了地震勘探和综合勘探工作,同时在会基关构造高点完成了第一口探井(会1井),在乌浪岔河构造地面高点完成了乌1井,两井均未获得油气显示。80年代勘探重点转移,进入了实质性勘探阶段,1988年在会基关构造首次进行了数字地震勘探,确定了楚参1井。1989年,盆地勘探实行项目管理,开展了以非地震的物化探为主的区域勘探,获得了大量的资料。但由于勘探装备和技术的限制,没有获得理想的资料成果,从而影响勘探区带及其目标的确定落实。

1993年中国石油天然气总公司勘探局新区勘探事业部南方油气勘探项目经理部组建后,为了尽快落实区内钻探目标,分别于1996年完成了帽角山和乌龙山口构造地震普查,1997年完成了CDD97-08线和CDY97-38线两条大剖面的地震勘探工作,发现了大姚、石羊目标构造的大致形态,为进一步确定大姚、石羊目标构造特征提供了可信的资料。

区内地震勘探工作由四川石油管理局地质调查处、滇黔桂石油勘探局地球物理勘探公司施工完成。

6.5.4 资料采集方法

野外资料采集方法为:直测线40m道距,偏移距140m,30次覆盖,单深井或组合井TNT成型炸药井中激发,使用SN388仪器240道排列中间激发观测方法,过障碍时不允许变更观测系统。

6.5.4.1 仪器录制因素

仪器记录格式:SEG-D

采样间隔:1ms

记录长度:6s

前放增益:24dB

高截滤波:250Hz

低截、陷波:不带

检波器:GS-20DX(自然频率10Hz)

检波组合方式:单串12个沿测线方向线性组合,组合基距40m,组内距3.6m,组合高差小于5m,当高差大于5m时,可以缩小组合基距或按单点埋置。

激发参数:单深井≥20m,药量8~12kg

6.5.4.2 回放因素

低截滤波:10Hz

高截滤波:125Hz

回放方式:AGC回放增益:48dB

6.5.4.3 观测系统

道距:40m

偏移距:140m

最大炮检距:4900m

观测方式:4900—140—0—140—4900

因为该区采集地震老资料，中浅层资料品质不如深层好，深层反射特征好，具有较强的反射界面，中浅层难以找到连续性好、可准确追踪对比的反射层，因而，在参数论证的基础上，以得好中浅层地震资料为目的，进一步确定和完善适合工区的采集方法和采集参数，更有效地提高资料的信噪比。

6.5.5 难点分析和技术保障措施

6.5.5.1 难点分析

从工区概况和地震地质条件分析中可以看出，本次地震作业区存在以下几个方面的难点。

(1)工区高原山区地貌，除宜就附近外，其余地区全为森林覆盖，覆盖率达90%以上，导致测量作业进度缓慢。

(2)工区地形恶劣，起伏大，切割深、悬崖陡岩纵横交错，山体滑坡坍塌堆积物及山谷山洪冲积物分布众多，使得选线定井难，保证激发井深达到设计要求难，

(3)工区严重缺水，地表岩层含水性极差，表层风化剥蚀严重，局部地段岩石坍塌、堆积严重，不仅钻井作业困难，且地震波激发、接收均十分不利。

(4)该施工期正值旱季，常刮大风，干扰背景大，影响采集质量。

(5)现场处理静校正困难，叠加速度难以求准。

6.5.5.2 技术保障措施

要克服以上难点，保证采集质量，在总结以往施工经验的基础上，严格执行山区二维地震勘探资料采集技术规程和石油物探测量规范、地震勘探资料采集现场处理质量监控，以及施工设计书和采集任务书的要求，按如下要求和措施开展生产，保证质量。

测量

(1)测量质量指标：

导线坐标闭合差≤1/1000

导线高程闭合差≤$0.4\times\sqrt{L}$(L 为测线长度)

导线方位角闭合差≤$1.5'\times\sqrt{N}$(N 为测站数)

测点位置：条带≤50m，桩号距离差≤5m

(2)地震测量使用SET-II C全站型电子速测仪施测导线和测点，采用磁卡自动记录功能，减少人为误差，提高测量精度。

(3)每环导线至少联测1个测点，交叉计算，确保测量精度。

(4)严格控制丢道丢炮，确保设计覆盖次数，按“五避五就”原则优选激发井位和接收点位，测点实测位置控制在理论位置沿测线前后5m、左右50m的条带内。

(5)过森林区，测量通视条件差，竿过高将影响测点质量，采用专用升高棱镜杆，确保测点质量和作业进度。

(6)地表出露多为硬岩层，为使测点标记做到准确、明显、易保存，作标志时，拟采用刷油漆、扎彩带、打木桩的方法，红色标志检波点，黄色标志炮点，并在树枝上悬挂写有一段井位桩号和检波点号的彩带，在高点处或通视条件好的地方用红三角布指示测线位置。

(7)加强室内测量资料的处理和整理工作，及时监控野外质量。

钻井

(1)严格按试验确定的钻井要求钻单深井或组合井，单深井必须达到设计井深，组合井井底高程一致，不准打浅井或随意钻组合井。

(2)严格按地质员提供的井位桩号钻井，不准随便乱移井。单深井应钻在测点标志为中心，半径小于3m，高差小于1m的范围内。组合井组合中心控制在标志位置为中心，半径小于1m，高差小于1m的范围内。组合方式严格按试验确定的方式进行。

(3)钻井后，保证井身直，井壁光滑、井底沉砂冲尽，同时现场填写钻井班报、准确绘出岩性柱状图。

(4)完钻后，按试验确定的药量将药下到井底，用泥浆闷井后，再用泥砂闷井，并将岩性柱状图(注明钻井深度、置井深度、炸药量及雷管)用塑料袋密封后埋于井口。

激发接收

(1)施工前，严格执行标准，作好地震仪及其辅助设备的例检工作，确保生产设备完好率达100%。

(2)施工前和施工过程中，地震电缆、检波器串保证绝缘性能良好，绝缘可靠、清洁、极性一致，所有电缆经浸水3天后测试，其绝缘电阻必须大于5MΩ，方可使用。

(3)排列布设要求检波器必须挖坑埋置后浇少量水，以保证检波器与大地结合良好，改善接收条件。按单串12个检波器12点沿测线线性组合埋置，组合基距40m，组内距3.6m，组内高差小于5m。当组合高差大于5m时，可以适当缩小组内距和组合基距，沿测线方向线性埋置，陡坡地带或高差较大时，可以采用单点埋置方式。但要求检波器埋置必须作到"平、稳、正、直、紧"，检波器组合中心控制在以标志为中心，半径小于3m，高差小于1m的范围内。

(4)放炮前，井中注入泥浆闷井，尽最大可能保证激发能量，改善激发条件。

(5)放炮前，仔细核实井位号、接收排列段，井位和药量，如实填班报，确保按设计准确观测。

(6)放炮前，充分利用SN388地震仪噪声监控功能，监视排列上的主要干扰源是否得到控制，避免强背景状态放炮。

(7)现场维护好仪器，保证仪器无故障工作。

(8)采集时不准补炮，当天放炮采集资料必须及时送回进行现场处理分析。

(9)现场资料员认真分析每一炮记录质量，及时对资料进行分析，以整改质量缺陷，监控并指导野外生产。

(10)当采集资料质量连续5炮变差时，从第6炮起，及时进行因果分析，并根据情况进行针对性试验工作。

现场处理

(1)现场处理要求及时将当天资料解编分析和叠加处理，通过解编分析监控当天采集质量，写出当天采集质量分析报告，指出影响质量的主要因素和应采取的措施，通过叠加处理分析是否可以完成地质任务，指导试验工作和施工作业。

(2)设备。

主机：SUN SPARC Station 20/71型

内存：64MB

硬盘：10GB

监视器：SONY 20″高分辨率彩色监视器

磁带机：FUJITSU M2485B(3480)

绘图仪：ATLANTEK 24

打印机：LQ1600K

系统软件：系统 Solaris 2.4

处理软件：Promax 6.0

6.5.6 质量指标

6.5.6.1 质量指标

记录一级品率≥50%

废品率≤1%

空炮率 ≤3%

监视记录评价:0～3s

6.5.6.2 质量管理措施

(1)成立以经理为组长,副经理任副组长,各大班组长为成员的质量管理小组,健全完善质量保证体系和质量管理网络,制定严密的质量考核办法,将职工和民工收入直接与质量挂钩。

(2)由质量管理小组负责踏勘工区,精心搞好试验设计和施工设计,加强质量教育,认真组织学习采集任务书、施工设计、试验设计、合同书及有关标准的要求,提高质量意识,确保施工质量满足于各项标准和施工设计的要求。

(3)加强队伍管理,精心组织队伍,引人竞争机制,择优上岗,挑选技术过硬、责任心强、注重质量的职工和民工上岗。

(4)加强各环节质量检验工作,严格各环节过程质量控制,完善工序质量检查和三级检查制度。要求班组自检达 100%,班组长检查工作量大于 25%,队领导检查大于 5%。

(5)加强现场质量的监控工作。测量外业计算必须将当天所测点位进行点图论证,内业计算必须监控当天所测导线及测点质量是否合格,对问题及时整改。钻井现场设立专门的质检组,对当日钻井位进行井深质量检查,井深合格后,发给下药通知书,若井深质量不合格,则及时要求重钻,并及时上报队质量管理小组。放线班长和仪器组长对当天所有排列进行 100%检查,炮班班长对井深质量和改善激发条件工作进行 100%检查,所有检查必须填写检查登记表,在加强现场质量监控的同时,继续开展班组互查工作,实行质量缺陷检举奖惩制度。

(6)加强室内质量监控工作。解释组及时完成每日采集资料的例行检查工作,提交当天的生产日报,现场处理人员及时将当天采集记录进行处理,通过解编,分析当日存在的质量问题,拟定措施改进下步工作。通过初叠加处理,分析地质任务完成情况,并及时汇报给质量管理小组。

(7)随时随地接受甲方质量监督与检查,认真对待甲方提出的改进和提高质量意见,坚持高标准评价记录质量和严要求野外施工。

(8)精心试验,严格施工,试验与生产紧密结合,确保采集质量。

(9)在施工过程中,对施工困难地段、难以得好记录的地段,开展 QC 活动,进行针对性试验,得好每一炮记录。

6.5.7 大姚地区推广应用

工区位于云南省楚雄州大姚县北部,该区勘探程度很低,仅作过少量地震工作,根据 CDY97—38 测线发现了大姚构造显示。为了进一步落实大姚构造,提供钻探目标,中国石油天然气总公司勘探局新区事业部,南方经理部 1998 年在该区部署了二维地震测线 5 条,工作量 140km。

6.5.7.1 工区地震地质条件及存在的主要问题

表层地震地质条件

该区表层地震地质条件很差,山区海拔 2000m,最高海拔可达 3500m 以上,表层多为第四

系，第三系，白垩系，侏罗系露头，山高谷深，交通极为不便，所有地震设备全靠人背肩抬，施工条件极为恶劣。

深层地震地质条件

区域地质位于楚雄盆地北部坳陷的中部逆冲走滑区，经过多期强烈的挤压和褶皱，地下构造十分复杂，主要目的层 T_1，T_3，T_{T3p}的波组特征不明显，信噪比很低，多次波较严重，给构造解释带来困难。

存在主要问题

(1)高差大，表层岩性多变，静校正问题严重。

(2)没有潜水面，激发条件差。

(3)多次波发育。

(4)山高，风大，高频环境噪声干扰。

6.5.7.2 主要工作方法和剖面效果

为了提高地震剖面的质量，首先对1997年度的野外原始记录进行分析，找出影响质量的主要原因，一是激发井偏浅，能量弱，相当多的记录声波严重，信噪比低，二是风天放炮，高频环境噪声非常严重，致使有效反射淹没在高频干扰之中。

经过试验采取了以下4项主要措施：

(1)井深由18m增加到20m，并采用井中下部拌泥浆，上部填岩屑的闷井方法，改善激发条件，增加下传能量。

(2)加密微测井，5km一个点，提高静校正精度。

(3)增加覆盖次数，由30次提高到60次，更好地压制多次波，提高信噪比。

(4)严格施工，坚持大风天不放炮，把外界干扰降低到最低限度，确保原始资料质量。

主要施工参数：

(1)仪器因素：SN－388仪器240道接收，前放12dB，1ms采样，记录长度6s。

(2)激发因素：20m单深井，药量8～10kg，泥浆和岩屑闷井。

(3)接收因素：道距40m，2串24个检波器线性组合，组合基距20m

(4)观测系统：4860—100—40—100—4860，覆盖次数60次

严格施工基本上消除了声波和高频干扰，获得了较好的原始资料。

经过室内精心处理，多次波得到较好压制，获得了有一定波组特征和信噪比的地震剖面，可以较可靠的用于构造解释。

6.5.7.3 存在问题和建议

楚雄盆地北部不仅地表复杂，地下地质结构更为复杂，属全面改造型盆地，地震反射层位没有钻井资料标定，只靠周边地质露头推断，给地震资料的采集、处理和解释带来很大困难。建议尽快上一口参数井，取得各项地球物理参数，指导下一步的勘探。

6.6 新疆昆仑山前山地地球物理勘探

胜利石油管理局在塔西南和田区块进行了风险勘探，其中昆仑山前的山地地震勘探是其重点勘探目标区之一。探区位于塔里木盆地西南部，地处皮山、墨玉、和田、洛浦、策勒、麦盖提、巴楚等县(市)境内，南部抵达昆仑山北麓，北部抵达海米塔格山和罗斯塔格山。盆地边缘为山前带，地形变化大，海拔一般为2000～3000m，相对高差在400～1500m(见图6－6－1)。

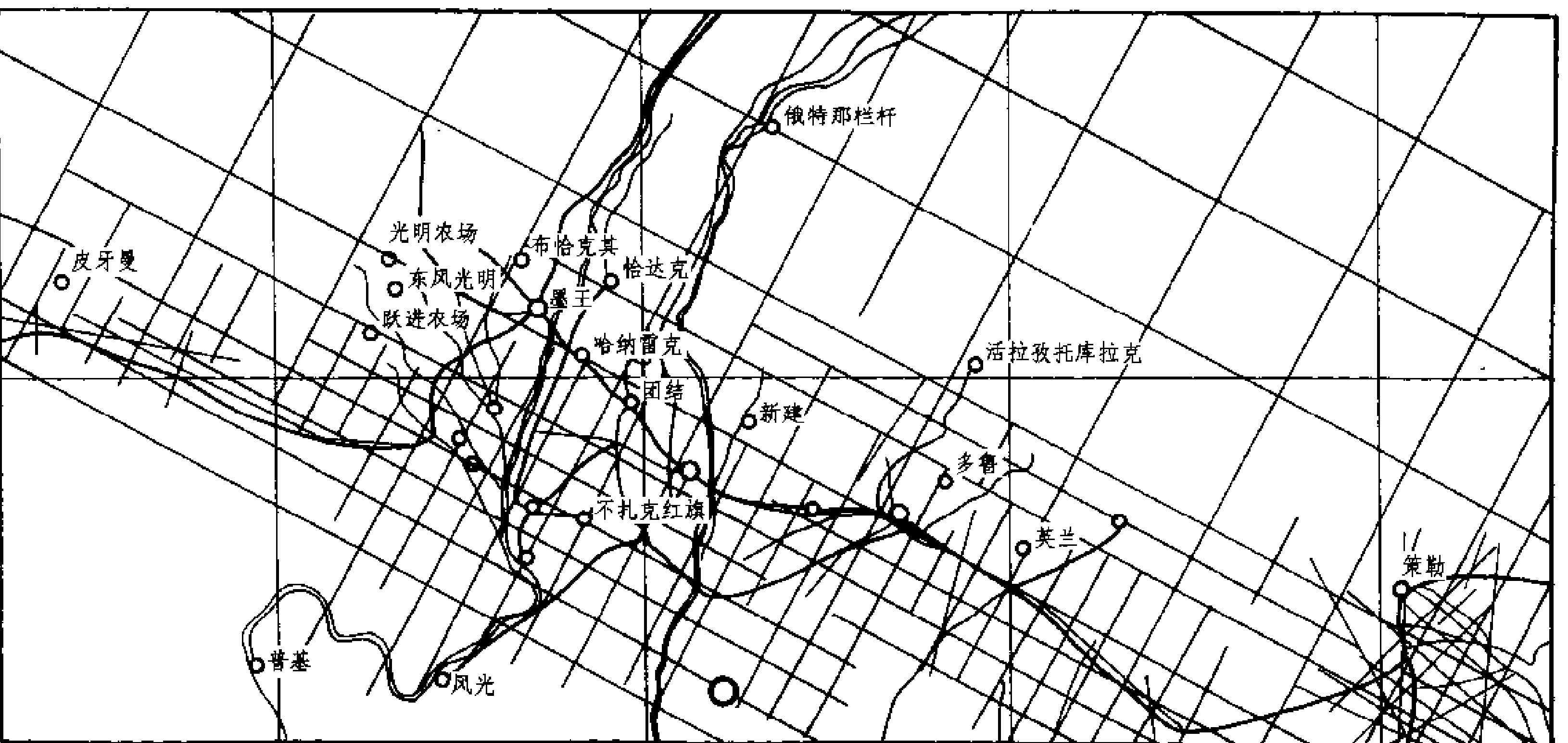


图 6-6-1　昆仑山地区地震测线平面位置图

探区在50年代、60年代曾作过重力、磁力、电法勘探和地面地质调查工作,80年代陆续开展多次覆盖地震勘探。由于昆仑山前存在干旱缺水、潜水面深、激发和接收条件差、静校正量变化大、各种干扰严重、逆掩推覆体造成水平和垂直方向速度剧烈变化等一系列困难,使得探区内地震剖面同相轴连续性较差,能量较弱,信噪比较低。资料品质较差的地带主要分布在山前戈壁区和山前砾石区。同时,探区主要目的层埋藏较深,具有明显的逆掩推覆构造特征,构造部位地层倾角大、内幕复杂,无明显地质界面,致使地震成像困难。经过山地地震勘探攻关试验和方法研究,取得了一系列的居国内外领先水平的技术成果。

首先,在山地地震测线布设上,先进行野外工区踏勘,并利用重力、电法、地面地质调查等地质地球物理勘探综合研究,大致了解主要目的层的地质层序、地层产状等,与地质解释人员密切配合,建立符合地下实际地质模型的各种参数。根据其地质模型,利用正反演模型技术、地面地质露头及其它地质物探资料,由地质、工程、生产技术人员参加,确定山地地震勘探试验攻关方案,对试验资料进行系统分析研究,选择最佳野外施工参数。成功地应用了表层地震地质条件调查、观测系统设计、山地测量,耦合良好的长尾锥检波器面积组合的多道遥测地震仪大排列接收,以及打深井或多井面积组合多种爆速炸药、聚能弹或可控震源等激发,保证了原始资料的激发能量提高了原始资料的信噪比(图6-6-2)。

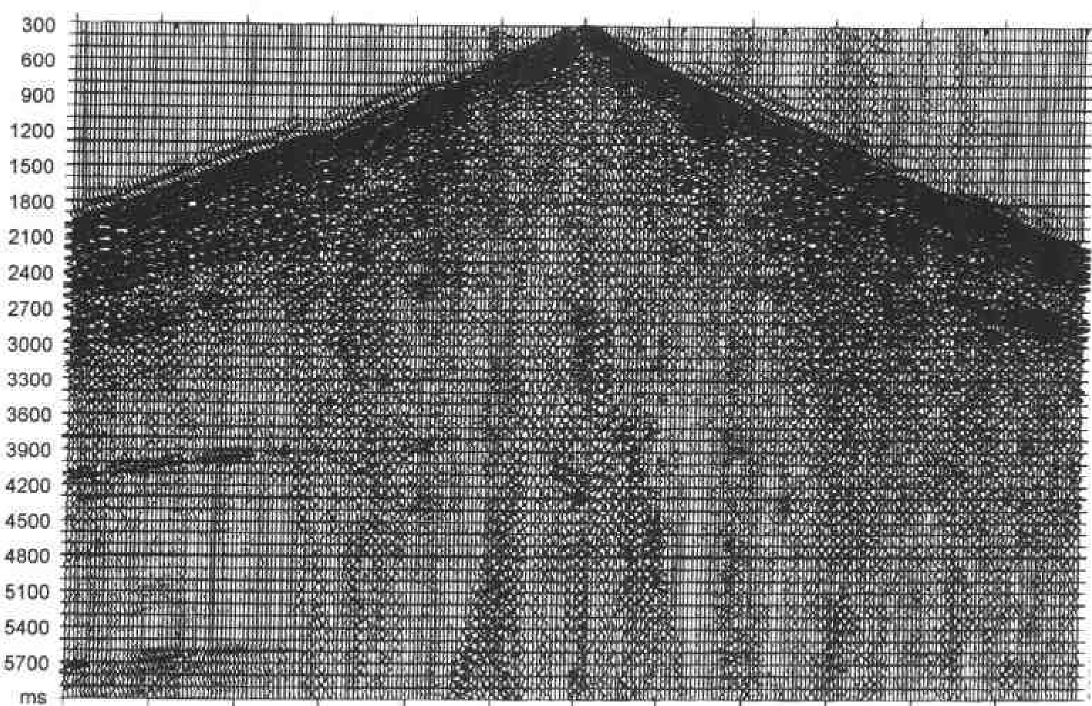


图6-6-2 野外原始单炮显示

同时,根据野外实际情况和现场处理剖面,现场跟踪分析,及时改变施工因素和调整部署。针对不同的地表地质情况,通过试验和分析选择了不同的激发方式。在岩石露头区,采用单深井激发,井深15~20m,药量10~14kg,用成型炸药闷井(闷井可增强激发能量)激发,所得地震记录能量适中,有效波突出。在较平坦的黄土、砾石覆盖地带,采用浅井组合激发,但最佳组合激发形式和最佳组合激发深度不易确定。经试验分析对比,该区采用了12m2口、10m3口、8m4口、6m8口,井距5m的面积组合;对于干扰波的压制作用明显,记录效果好。另外,

组合激发的深度在同一海拔高程，则激发效果更好；在戈壁滩上，采用土坑组合激发，坑深1.5～3m、长1m、宽60cm，坑底四侧各挖一个30cm的"猫耳洞"存放炸药，坑距10m、每炮20～40kg成型炸药，将坑填平激发。该区最佳组合坑数为8～12个左右。

针对该区干扰波特征，采用36个检波器平行测线线性组合，这种组合方式对从炮点出发的面波压制作用显著。观测系统则采用道距20～30m、覆盖次数30～60次、偏移距250～650m，单边放炮或中间对称放炮灵活观测系统。在有障碍物的地方，采用加长偏移距的过障碍观测系统，使记录面貌及深层反射资料比未加大偏移距有较大改善。在地形起伏不大的地区，也广泛采用可控震源和井炮相间的施工方法。

靠近山地区，强面波是主要的干扰，灵活适用的震检组合对面波有一定的压制作用；适当加大接收排列长度，能进一步使锥形干扰道数减少，一定反射时间内的有效反射在远接收道可较好地避开强面波干扰，深层资料有明显改善。

针对山地勘探的特点，在资料处理过程中，充分利用现有各种处理系统，并研制和开发了一系列针对山地地震勘探资料处理的新技术、新方法和新模块，特别是交互折射波静校正、精确的动静校正、叠前和叠后规则和随机干扰剔除、精确的速度场建立和准确的成像等技术（图6-6-3至图6-6-8）；在资料综合解释过程中，应用了变速成图和构造定性定量综合解释技术，从而保证了山地地震勘探构造的正确和可靠（图4-3-10至图4-3-14）。

目前已在昆仑山前探区内，发现了和田南、桑株南、皮牙曼北、策勒西等构造，发现圈闭8个，合计最大层圈闭面积873km²，其中和田南已钻探了和参1井，钻至层位准确，取得了显著的勘探效果，已初步形成了一套适应山地地震勘探野外数据采集、资料处理和综合解释的系统工程技术系列。

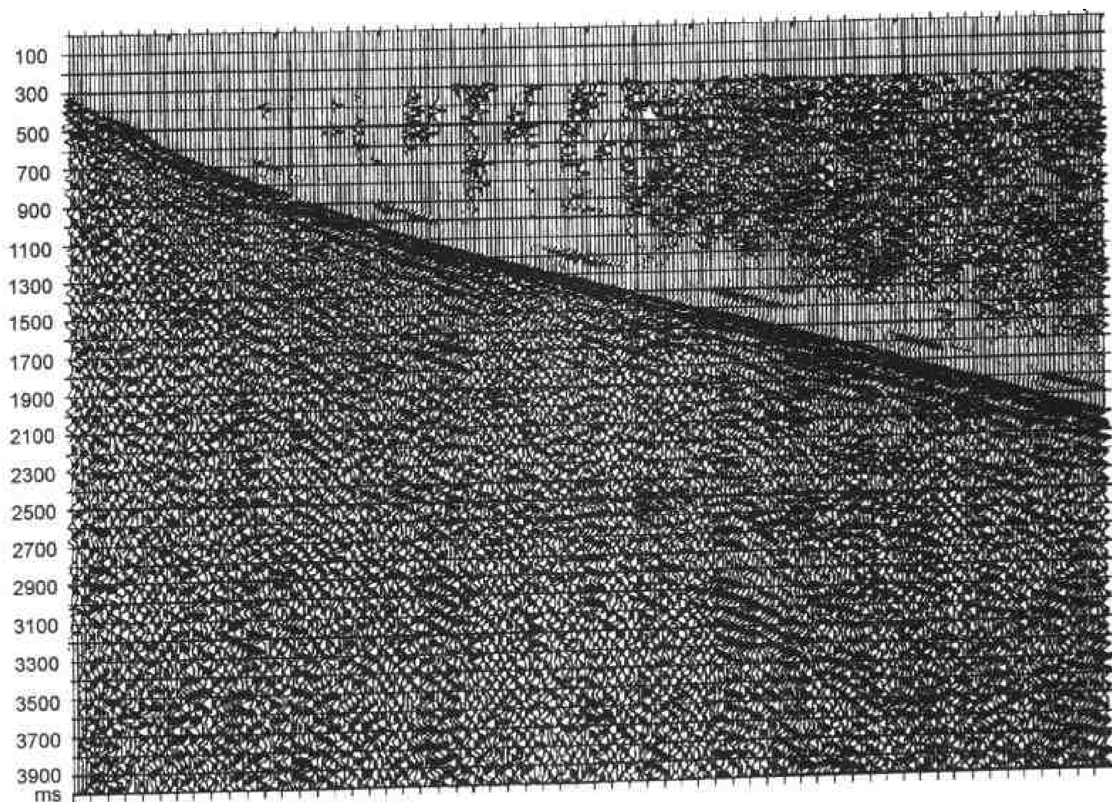


图6-6-3 原始单炮显示

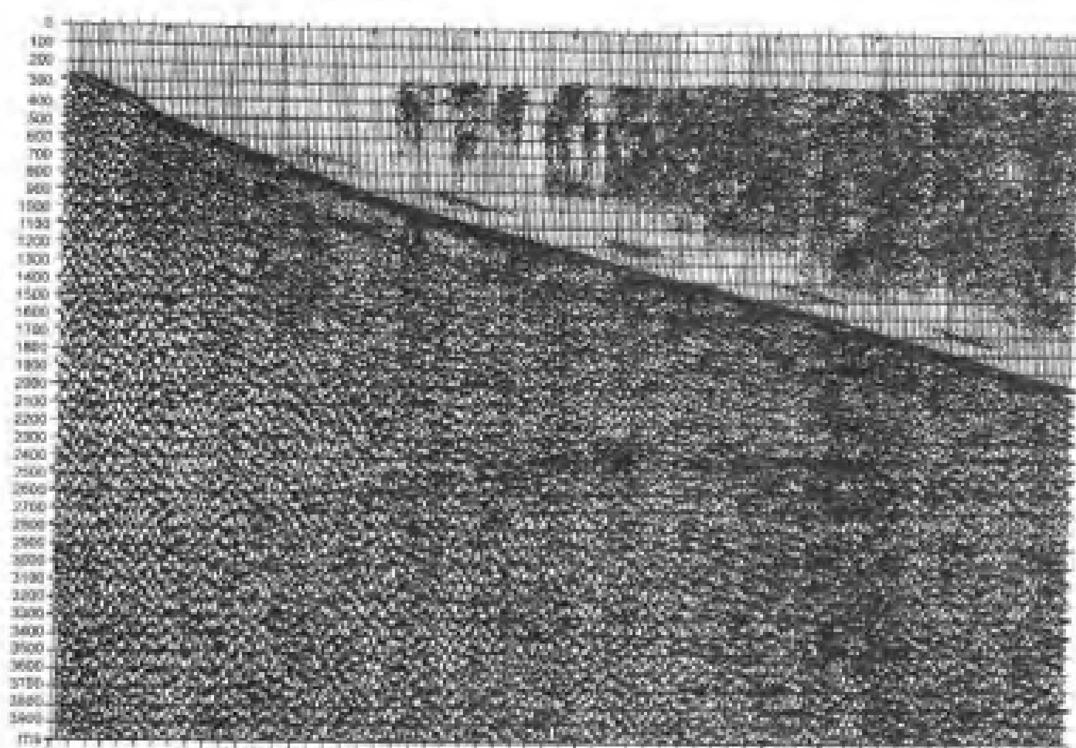


图 6－6－4　对应图 6－7－3 保持信噪比反褶积的单炮显示

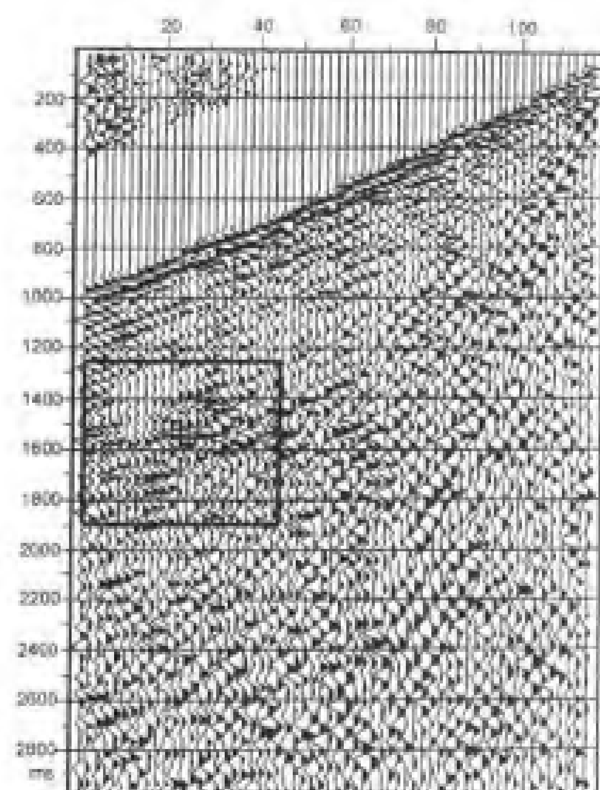


图 6－6－5　原始单炮显示

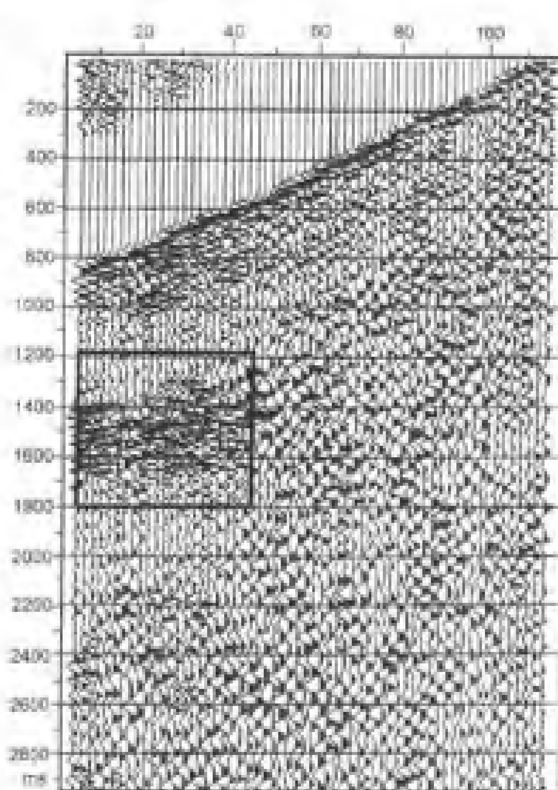


图 6－6－6　对应图 6－6－5 保持信噪比反褶积的单炮显示

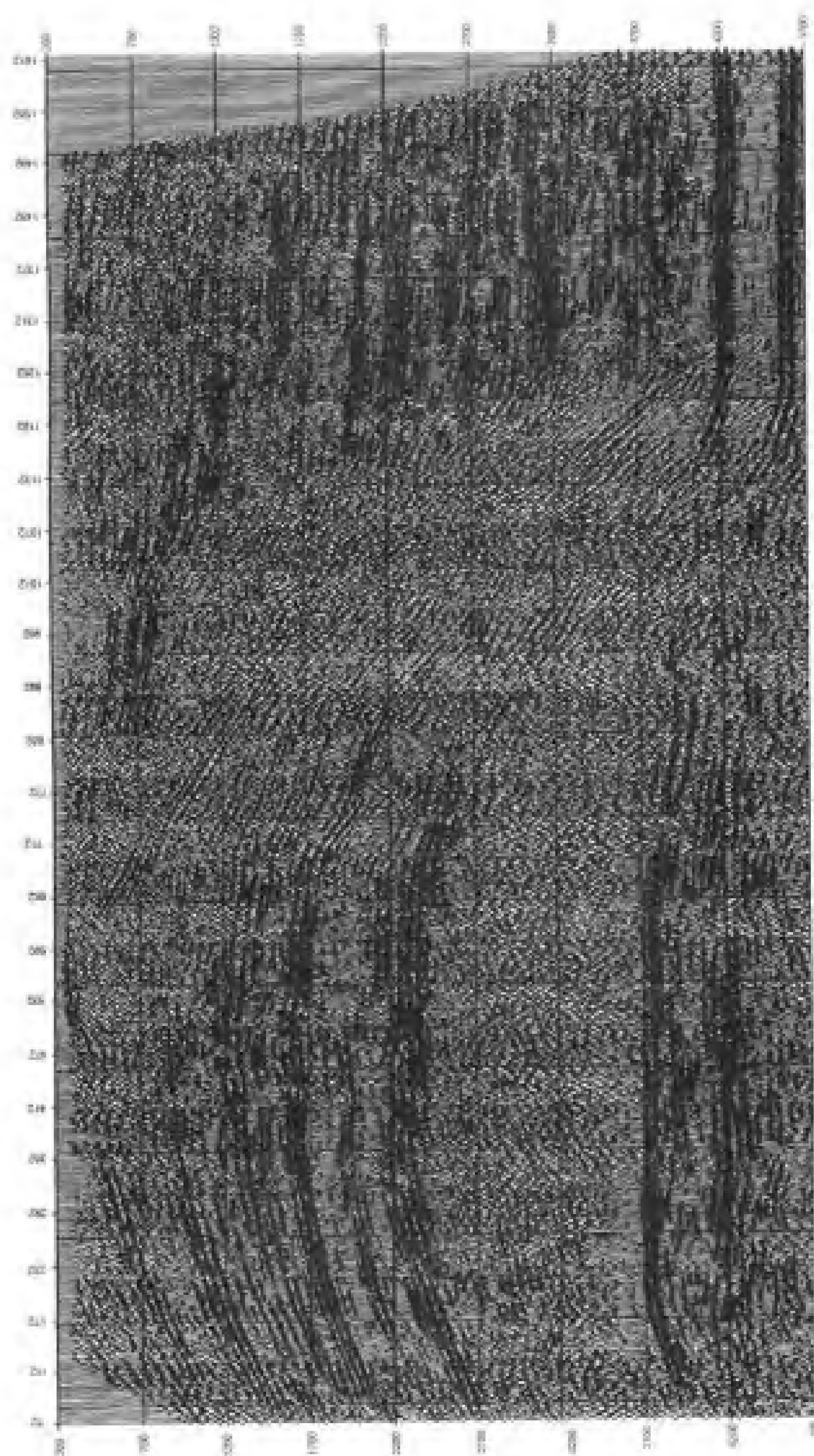


图 6-6-7 最终叠加剖面

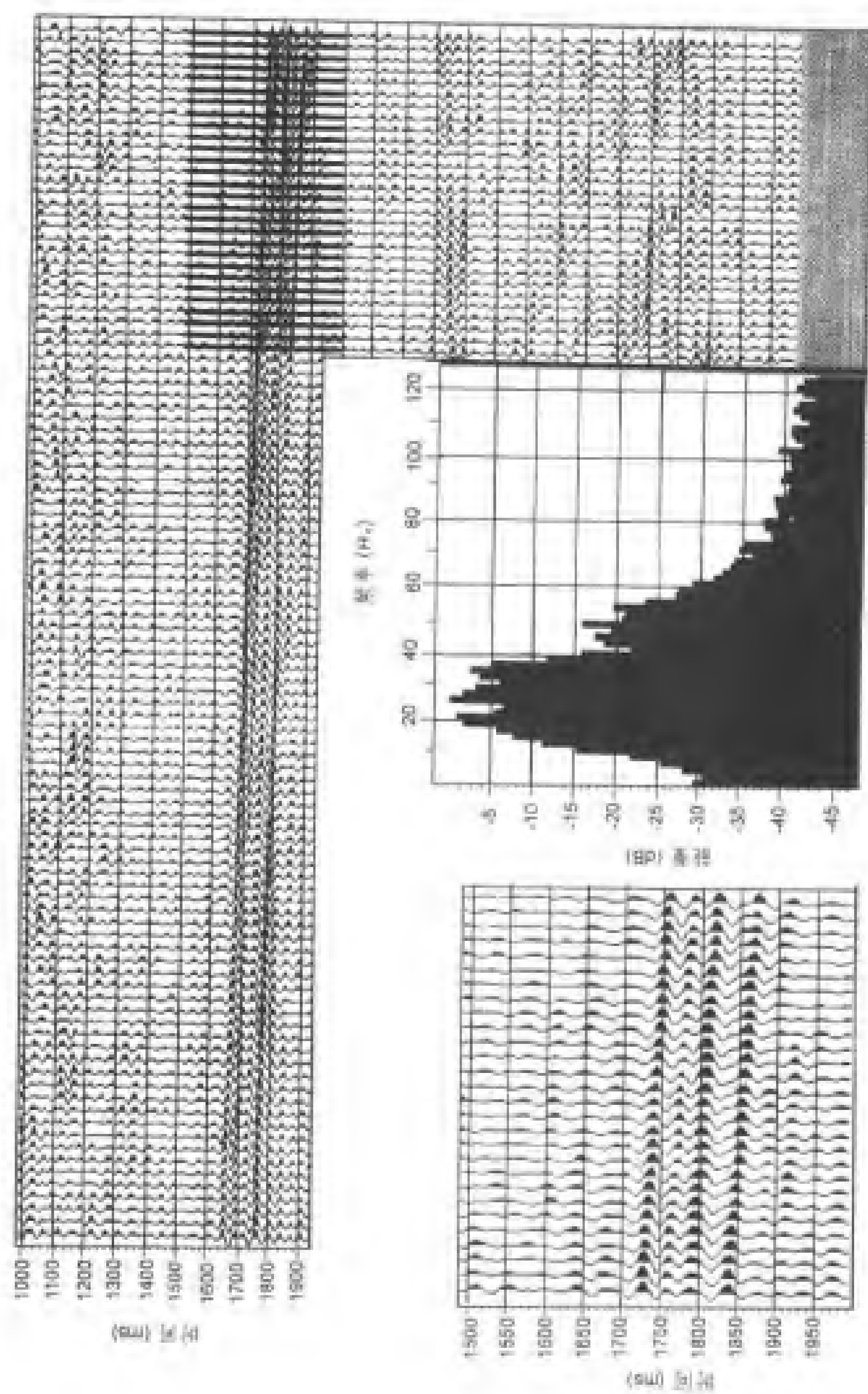


图 6-6-8　三高处理的叠加剖面

6.7 新疆塔西南海米罗斯山山地地震勘探

我国西北地区分布着广泛的大沙漠，例如：巴丹吉林、库木塔克以及塔克拉玛干大沙漠等。其中塔克拉玛干大沙漠面积最大为33.7万km^2。由于长期的风化作用，地表条件非常复杂，盆地中部的沙漠为流动性沙丘所覆盖。沙丘一般高差50～100m，最大可达250m左右。沙漠中气候干燥、环境恶劣，年降雨量在60mm以下，夏季最高气温达到47℃，地面温度可高达70℃以上，号称“死亡之海”。探区位于塔里木盆地西南部，地处皮山、麦盖提、巴楚等县的沙漠腹地，东部为玛扎塔克山。主测线主要位于海米塔格山和罗斯塔格山山地、山北和山南沙漠区，地形、地貌复杂。山地顶部有老地层出露，同时大部分为沙、岩石风化碎屑、砾石覆盖，厚度不均，最厚达100m以上。山前砾石区为松散的砾石、沙和粘土的混合物，在山脚下为黄色坚硬的泥沙岩，打井非常困难。海米塔格—罗斯塔格山以北为高大蜂窝壮沙丘分布，相对高差在30～100m，施工难度很大。区内低降速层厚度为20～100m，低速层速度为350～500m/s，高速层速度在1700m/s以上。因此，高、低降速层变化剧烈，给静校正带来一定困难，又因沙层和破碎带对地震波能量的强烈吸收作用，严重影响了地震资料的野外采集质量。

海米—罗斯塔格背斜属压扭性断裂，构造部位挤压破碎程度高，切割了Tg_7-T_2地层，T_8以下反射层断距较上层要大。从以往地震剖面看，Tg_3以上地层反射强度中等，连续性较好，顶底均有明显的不整合现象；Tg_3以下反射强度渐弱，构造主体部位能量较弱，同相轴相对断续。从整体来看，山体部位地层倾角较大，主要目的层埋藏较深，断裂发育，地层破碎严重，造成地震波场复杂；同时，构造部位断面较陡，地震波叠加成像困难，中深层资料信噪比低，反射层连续性差，对比追踪困难，内幕资料更差。

野外采集干扰强、反射弱，信噪比低，主要目的层埋藏深，反射波在地下及近地表传播过程中衰减严重，反射能量弱。同时，相邻位置沙丘上和低洼处激发所接收到的原始记录，其能量差异很大，从原始单炮记录上很难看到反射同相轴的影子。此外，在沙丘上不仅能量较低洼处弱，静校正问题亦较严重。针对以上问题，通过攻关和野外试验，采用了以下适合探区的野外采集因素：

(1)山地野外采集因素(图6-7-1)。

单深井激发因素：1口×18m×18kg

深井组合激发因素：3口×8m×8kg；2口×12m×10kg

TNT激发因素：1口×18m×3.3kg

基本观测系统：3100-125-25-125-3100

覆盖次数：120次

道距：25m

接收参数：检波器面积组合36～48个

$\delta_x=2m,\delta_y=3m$

$L_x=22m,L_y=9m$

(2)沙漠野外采集因素(图6-7-2)。

组合激发因素：6口/8m/3kg；6口/8m/2kg

基本观测系统：6075-125-50-125-6075

覆盖次数：60次或120次

道距：50m

接收参数：多检波器面积组合(36～48个)

$\delta_x=4m,\delta_y=5m$

$L_x=44m,L_y=15m$

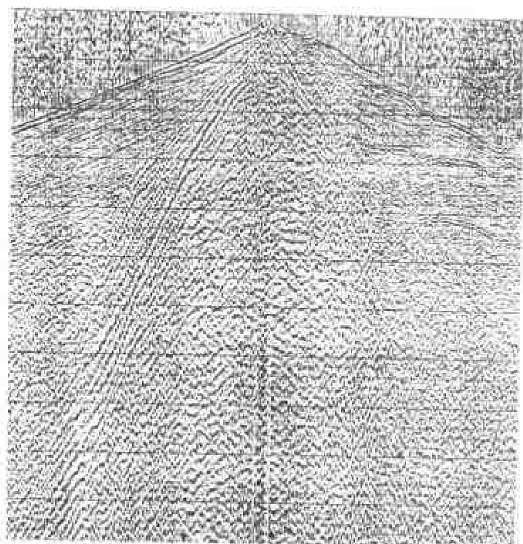


图 6－7－1　山地野外原始单炮显示

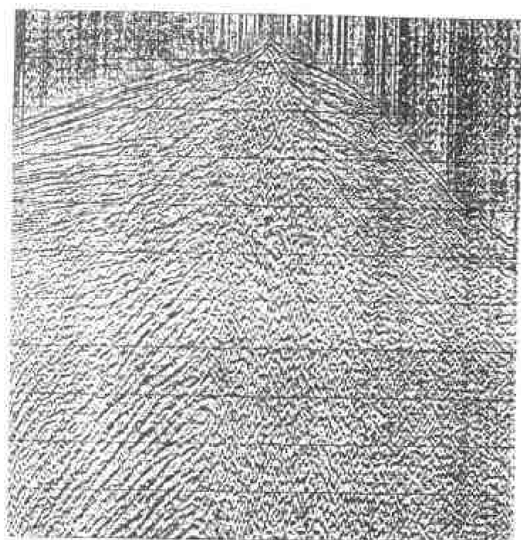


图 6－7－2　沙漠野外原始单炮显示

仪器因素：仪器型号 SN388，记录长度 8s，采样间隔 2ms，前放增益 24dB，无低截频率，接收道数 240 道。

在选择的观测系统中，适当地加大了排列长度以提高中、深层反射的信噪比。

对覆盖次数选择：采用优化的激发、接收参数，将覆盖次数提高到 60～120 次，以达到衰减干扰、提高中深层弱反射的能量和信噪比的效果。

(3)由于大型逆掩断层的强烈推覆作用，形成地层破碎、构造高陡的地质特征。观测系统设计以短排列、小道距、较大偏移距为原则，尽量减少 CMP 道集的离散作用，保证大倾角地层的采样密度，减少反射波成像的误差，使断裂带反射资料得到较大改善。

在地震资料数据处理中，针对静校正等应用了以下技术：

①合理地选择浮动基准面，以此面为处理基准面以减小静校正误差和归位不准的问题；

②分区建立静校正数据库(包括：地表高程数据库、小折射数程库、微测井成果数据库、浮动基准面数据库、高速层顶面数据库和静校正量数据库)以综合考虑全区静校正数据的在面上的变化；

③选择合适的静校正，主要有：高程静校正、控制点数据内插静校正、沙丘曲线静校正和初至折射静校正等。一般平坦地区可采用控制点内插法静校正；高速层顶面海拔变化不大的大沙漠可采用沙丘曲线静校正；对高速层顶面变化剧烈和大炮初至起跳好的大沙漠可采用初至折射静校正。

(4)为了从根本上解决该探区因激发条件差、干扰波强、反射能量弱以至深层的信噪比很低和沙丘起伏等复杂地表所带来的严重静校正问题，通过试验和分析研究，采用了以下技术措施：

①采用小道距、长排列、多道数和高覆盖次数接收，以利于处理和道组合及速度分析；

②使用小组合基距和小点距以减小山地、沙丘等起伏变化大所带来的静校正误差大的问题；

③在资料处理时，应先作好动、静校正，再作叠前去噪等处理，进一步提高深层反射的信噪比；

④选择合适的大道集进行高精度的速度分析，对于高陡构造的速度分析应将山地逆冲推覆体速度反转和多次波区分开来，正确地求取速度；在纵横向速度变化剧烈的复杂高陡构造带上，应适当地加密速度谱点数和速度谱的分析精度。

图 6－7－3 是采用上述初至折射静校正和常规静校正方法处理剖面的比较。显然，初至折射静校正后的剖面要比常规静校正剖面好得多。

图 6－7－4 是采用上述小道距、小组合基距和点距与多道数、高覆盖得到的剖面。

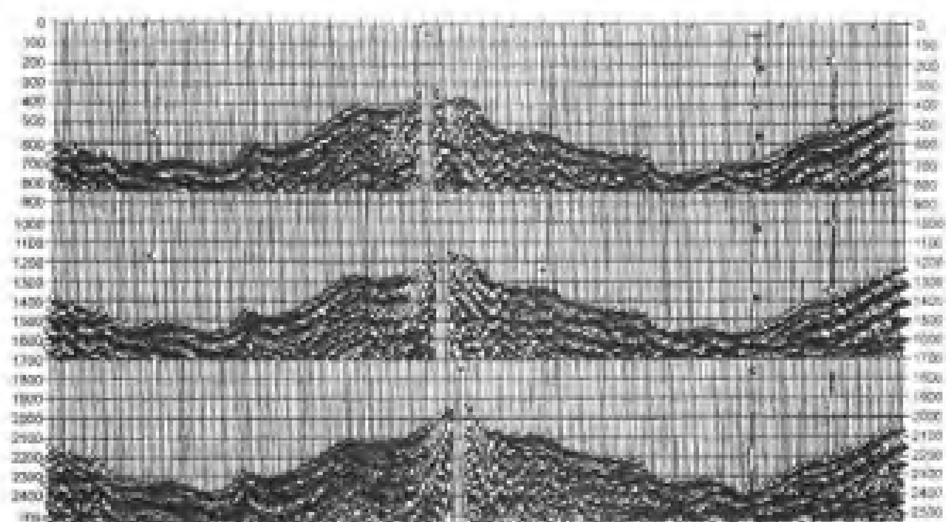


图 6-7-3(a) 未加静校正的 FARR 显示

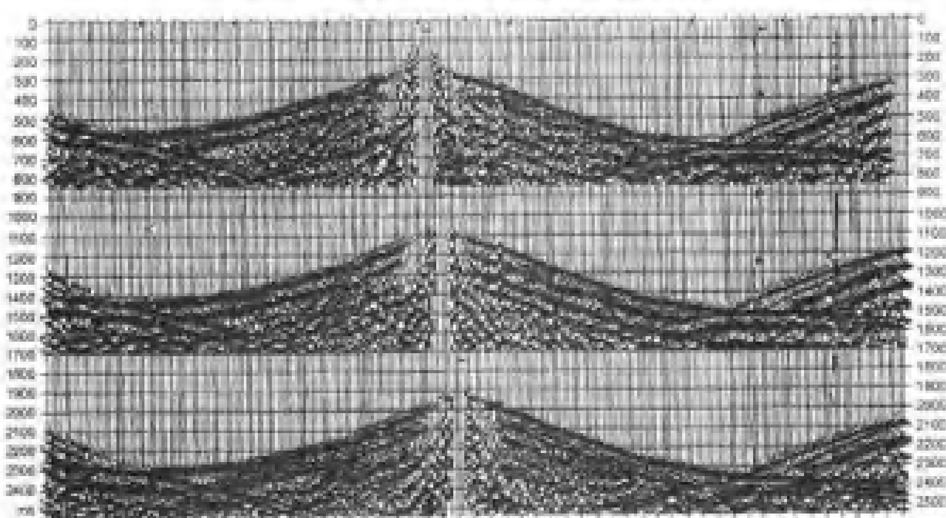


图 6-7-3(b) 加野外静校正的 FARR 显示

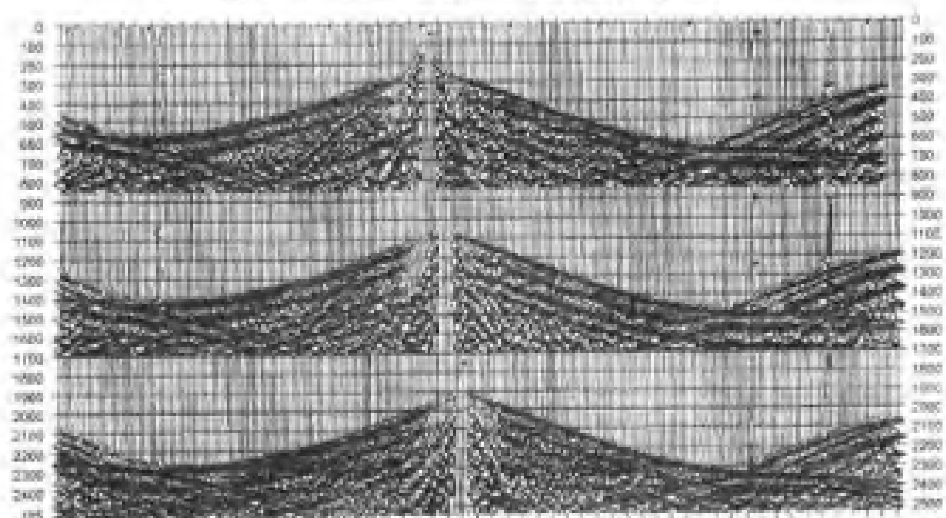
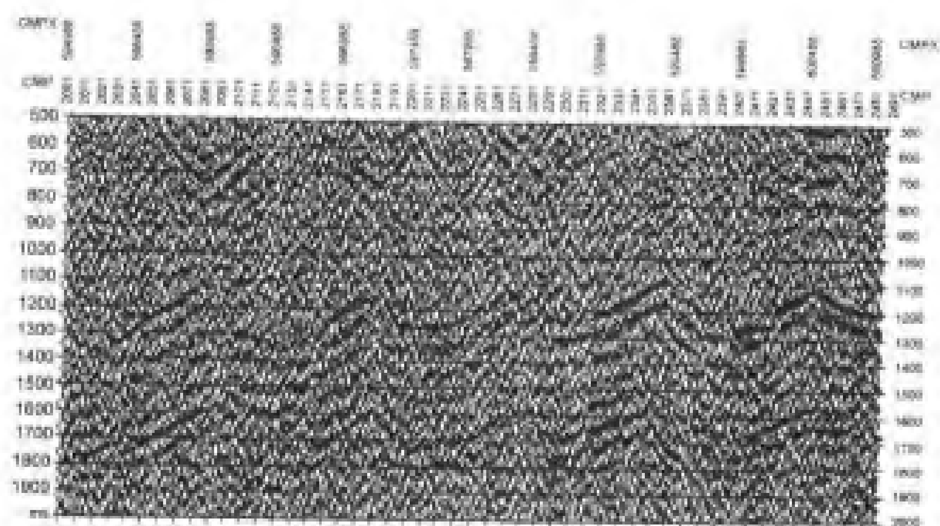
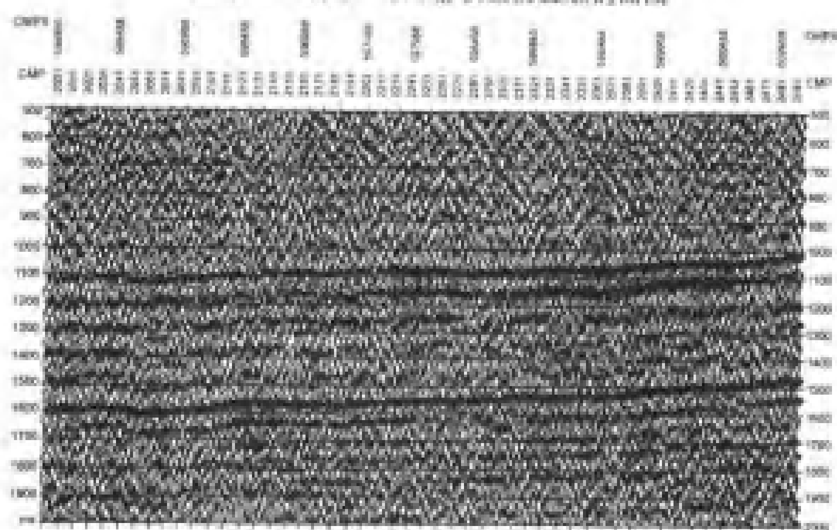
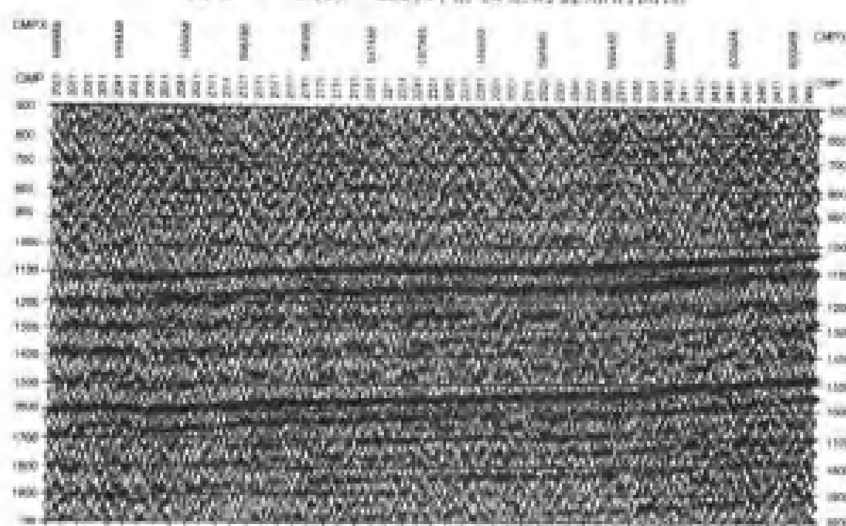


图 6-7-3(c) 加交互初至波静校正的 FRAA 显示


图 6-7-3(d)　未加静校正的叠加剖面图


图 6-7-3(e)　加野外静校正的叠加剖面图


图 6-7-3(f)　加交互初至波静校正的叠加剖面图

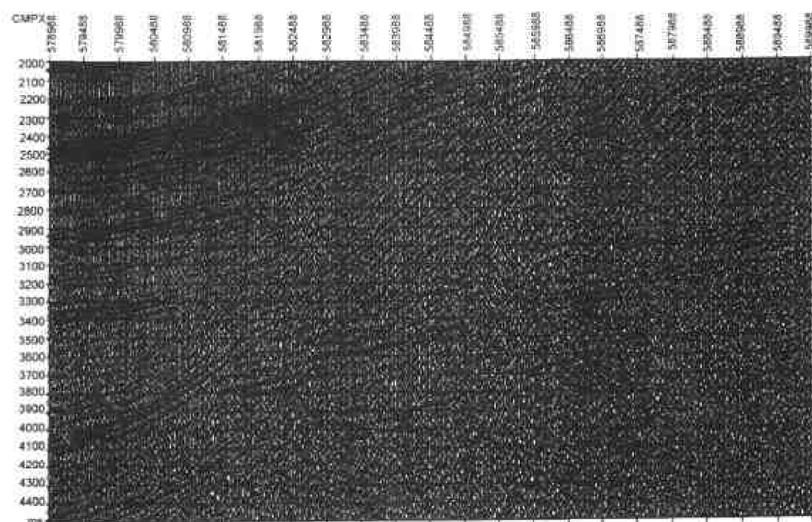


图 6-7-4(a) HT98-66 测线过山体
段叠加剖面

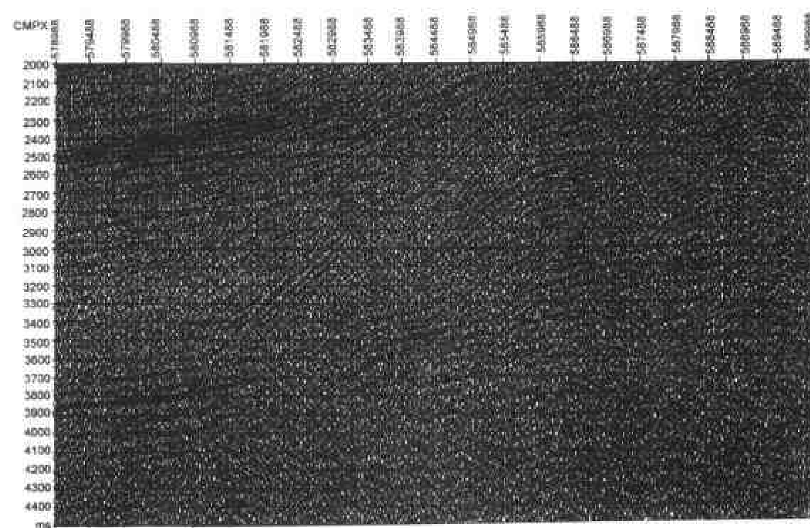


图 6-7-4(b) HT98-70 测线过山体
段叠加剖面

6.8 西藏羌塘盆地山地地震勘探

6.8.1 工区概况

工区位于藏北高原腹地,平均海拔 5000m 左右,地形起伏不平,地势总体上南高北低,西高东低,中部为一系列浑圆而平缓的山丘所组成,从山顶到平地相对高差 100~400m,其间有众多宽谷和湖盆交错分布。气候复杂多变、寒冷、干旱、缺氧、日温差大、紫外线辐射强。自然环境恶劣,人迹罕至,绝大多数地区属荒无人烟的无人区。

羌塘盆地是古特提斯域的重要组成部分,被公认为是富含油气区带之一。属中生界海相构造残留盆地,地貌属高原盆地型,地表岩性变化大。出露地层主要是侏罗系、三叠系的碳酸盐岩和碎屑岩。第四系覆盖区多位于低洼地带,且普遍存在永久性冻土层,冻土层下伏有低降

速带。由于冻土层的存在、第四系覆盖区、地层出露区纵横交替分布，致使表层结构变得非常复杂。

由于是构造残留盆地，表层褶皱剧烈，地层倾角大，产状多变；逆掩断裂发育，反射界面物性较差，横向变化大，腹地地震地质条件十分复杂。

6.8.2 野外资料采集因素

羌塘盆地勘探位置见图6-8-1。1995~1997年，青藏油气勘探项目经理部委托原中国石油天然气总公司物探局四处和青海油田地调处进行二维地震勘探工作，共完成工作量31条测线(58段)，其中区域概查测线13条(38段)，局部构造普查测线18条(20段)，完成满覆盖60~120次数工作量总计2235.18km(1995年522.8km，1996年887.0km，1997年795.38km)，获生产记录30350张，试验记录360张，小折射2422个点，微测井8口，地质雷达调查78.1km。

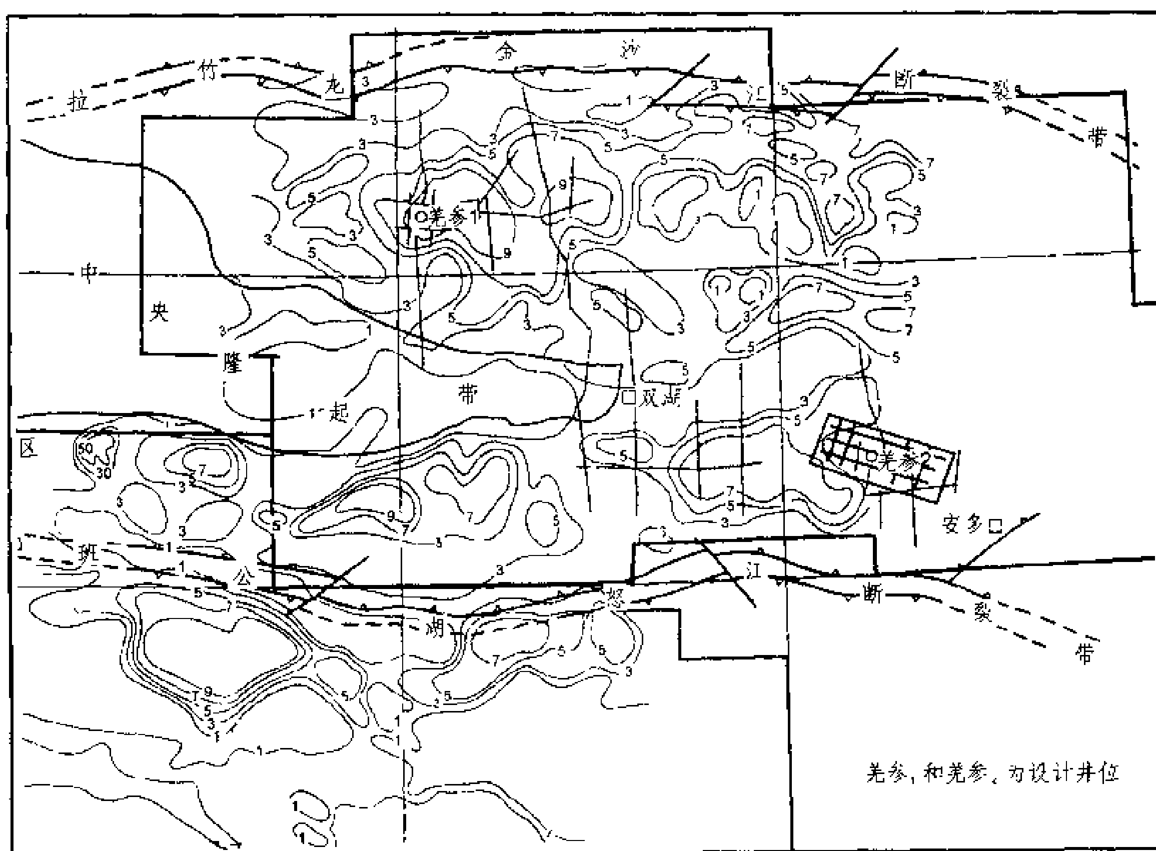


图6-8-1 羌塘盆地勘探位置图

1995年野外采集因素：采用井炮(4m×11口×2kg)和可控震源(4台×10震次，扫描频率12~60Hz，扫描长度12s)，应用SK-1005和System-2型240道地震仪器接收，道距40m，观测系统为4860-100-40-100-4860，60和120次覆盖；采用36个20DX型检波器面积组合(组合基距$L_x=36m$、$L_y=24m$)，前放48dB，无低截和陷波，采样间隔2ms，记录长度6s。

1996年野外采集因素：采用井炮(9m×1口×6kg，6m×2口×5kg)和可控震源(5台×10震次，扫描频率12~64Hz，扫描长度15s)，应用System-1和System-2型240道地震仪器接收，道距50m，观测系统为6075-125-50-125-6075，60次覆盖；采用36个20DX型检波器

面积组合(组合基距 $L_x=45m$、$L_y=15m$),前放 48dB,无低截和陷波,采样间隔 2ms,记录长度 6s。以及采用井炮(4m×12 口×2kg),应用 TELSEIS 型 240 道地震仪器接收,道距 50m,观测系统为 6100-150-50-150-6100,60 次覆盖;采用 48 个 SSJ-10 型检波器面积组合(组合基距 $L_x=68m$、$L_y=12m$)。

1997 年野外采集因素:采用井炮(12m×1 口×6kg,9m×2 口×6kg,6m×3 口×4kg,4m×11 口×2kg),应用 System-1 和 System-2 型 240 道地震仪器接收,道距 40m,观测系统为 4980-220-40-220-4980,60 次覆盖;48 个 20DX 型检波器面积组合(组合基距 $L_x=35m$、$L_y=25m$),前放 48dB,低截 11.2Hz,无陷波,采样间隔 2ms,记录长度 6s。以及采用井炮(12m×1 口×8kg),TELSEIS 和 DFS-VII 型 240 道地震仪器接收,道距 40m,观测系统为 4920-160-40-160-4920,60 次覆盖;48 个 SSJ-10 型检波器面积组合(组合基距 $L_x=68m$、$L_y=12m$),前放 48dB,低截 8Hz。

同时,加强表层调查工作,以小折射为主,用适当的微测井对小折射资料进行标定和校验控制,结合地质雷达,查清永久冻土层的厚度和表层速度分布规律,为羌塘盆地地震资料处理提供了较准确的静校正量和充填速度。

6.8.3 资料质量回顾

1995 年,该区首次开展地震工作,由于人们很难适应探区的气候和环境,施工期短、没有经验,加之施工管理不严等、地震原始资料反射能量较弱,使得大部分地震剖面不能用于地质解释。

1996 年,加强了管理和监督工作,施工队伍基本适应了环境,施工比较严格,获得的地震反射资料能量较强,单张原始记录较好。但是对羌塘盆地极其复杂的地表条件和变化剧烈的地下地质条件,短期无法得到足够的认识;同时,工区内地表岩性横向变化大,既有第四系砾石分布,又有碎屑岩、石灰岩出露,地层倾角陡,一般在 60°~80°,而且普遍存在永久冻土层。室内大型机处理出的地震剖面与现场工作站处理区别不大,与期望值相差甚远。虽然经过多方努力、多次处理,中深层剖面反射资料还是不尽人意。

1997 年为了提高羌塘地震资料的品质,专门召开了青藏羌塘地区地震采集及处理方法研讨会,针对地震采集和处理中的激发、接收、近地表层调查、静校正处理、填充速度、叠前去噪、速度分析、DMO 等技术方法进行了认真的讨论,并初步达成了共识意见。

由于认真组织,积极探索并应用新技术、新方法,加强质量管理严格野外施工,尤其在静校正、叠前去噪、速度分析、DMO 叠加、偏移成像等处理方面狠下工夫,较大地提高了地震资料的信噪比和分辨率。

6.8.4 资料处理方法和流程试验

6.8.4.1 处理方法试验

该区地震反射资料有特征:(1)存在较强的面波、折射波、次生干扰和转换波等强干扰(图 6-8-2)。(2)反射波极小点偏移,反射双曲线轨迹严重畸变(图 6-8-3)。(3)速度纵向、横向变化剧烈。(4)岩石出露区反射波很难成像。

针对本区资料的特点,试验的主要处理方法有:异常振幅压制和振幅平衡、压制规则干扰、静校正和时差校正、远道成像问题的试验、分偏移距叠加试验等。

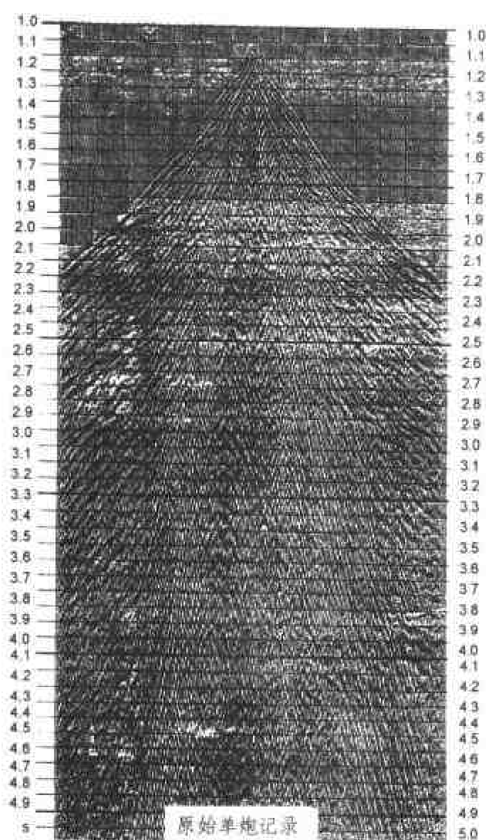


图 6-8-2 存在强干扰的原始单炮记录

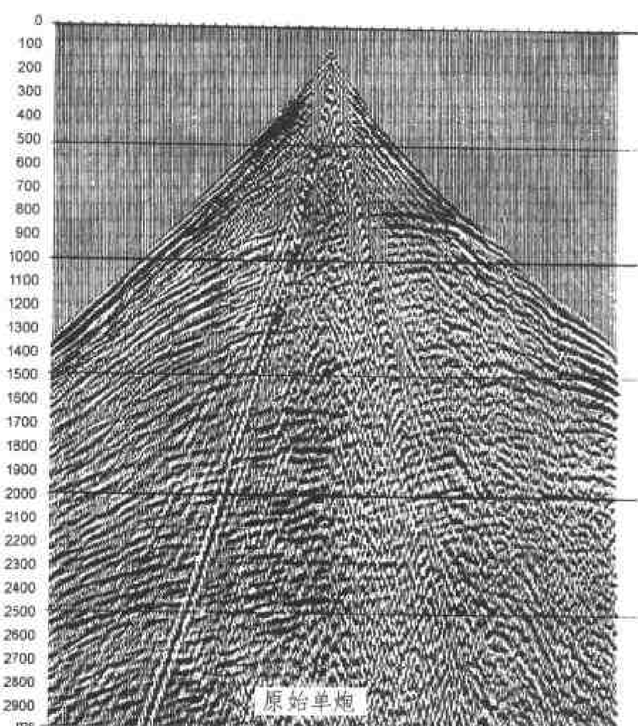


图 6-8-3 存在极小点偏移的原始单炮记录

叠前去噪

从单炮记录上看，原始资料记录信噪比较低，具有明显双曲线形状反射的单炮记录较少，且普遍存在着较强的多种干扰波，视速度范围大，频率也较高。

(1)区域异常振幅压制。该模块是根据地表一致性的假设，将每个道振幅变化分解为炮点、检波点、炮检距和构造项四个分量，对炮点、检波点分量引起的异常振幅进行压制，合理选择 ZAP 参数，可以压制噪声，提高了地震资料的信噪比。

(2)压制线性干扰。这部分试验目的是为了在叠前消除各种倾角的线性干扰，其模块有叠前 FK、MCCF 和多道倾角滤波等，对试验结果进行分析比较，选择了最佳的处理模块和参数。

静校正

从单炮记录和道集记录分析认为，该区资料可能存在较大的静校正问题，但由于探区普遍存在冻土层问题，使探区的静校正问题复杂化，再加上地下地质条件复杂(断层发育、褶皱严重、产状多变、岩性多变等)，使静校正问题的解决更加困难(图 6-8-4 至图 6-8-9)。

为此，根据现有软件做了多种静校正剖面对比：野外静校正剖面、高程静校正剖面、零静校正量剖面、表层模型静校正量剖面、大炮初至静校正剖面等，对比结果，除大炮初至静校正剖面外，其它几种剖面差别不大。分析其原因如下：(1)大部分测线的地表高程变化不大；(2)由于冻土层和老地层出露，使得低降速带厚度很小，除大炮初至静校正量外，其它几种静校正量的算法都是以小折射所测得低降速带厚度为基础；(3)大炮初至所使用的近道初至串层严重。

折射波静校正

从单炮记录上看出，存在着明显的多层(3～4层)折射波，而且折射波的串层现象严重，

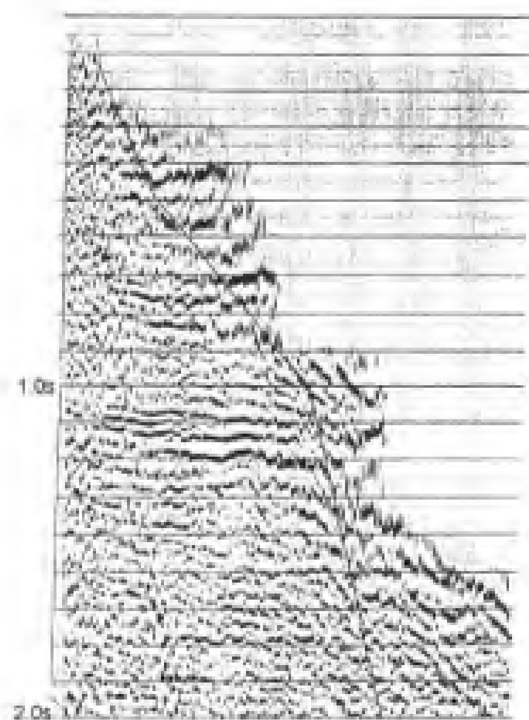


图 6－8－4　静校正严重的 NMO 道集记录

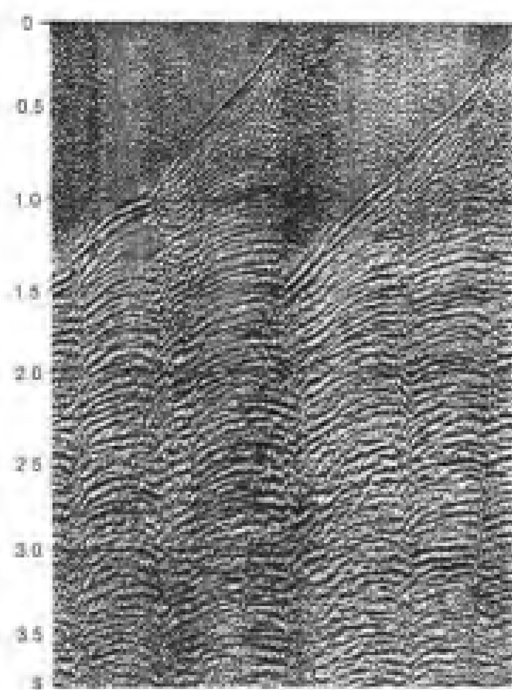


图 6－8－5　未动校正的 CMP 道集记录

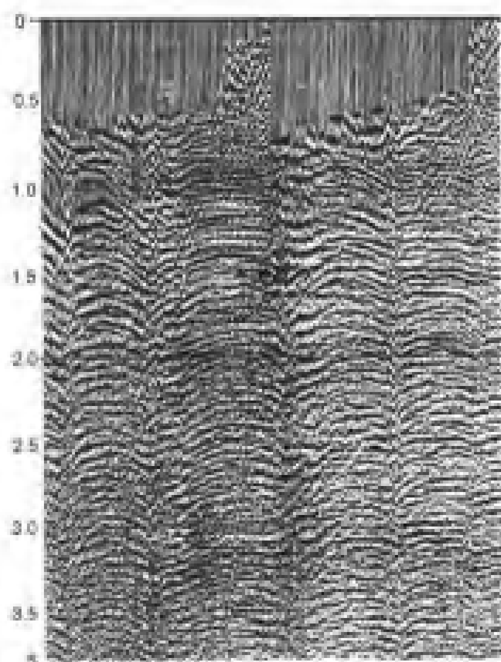


图 6－8－6　动校正的 CMP 道集记录

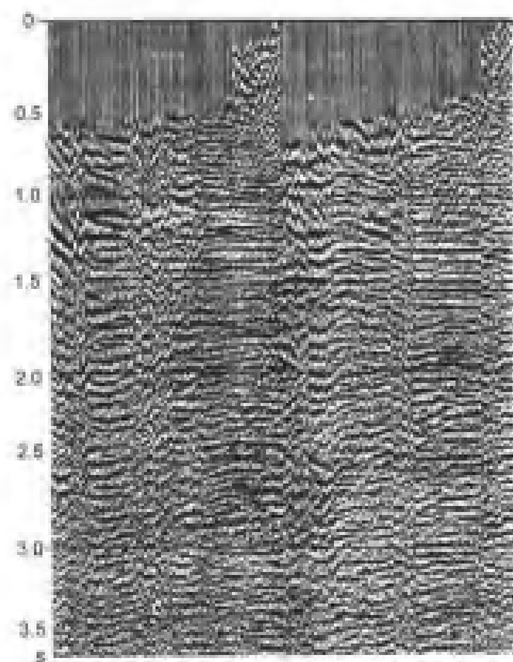


图 6－8－7　时差校正后的动校正 CMP 道集记录

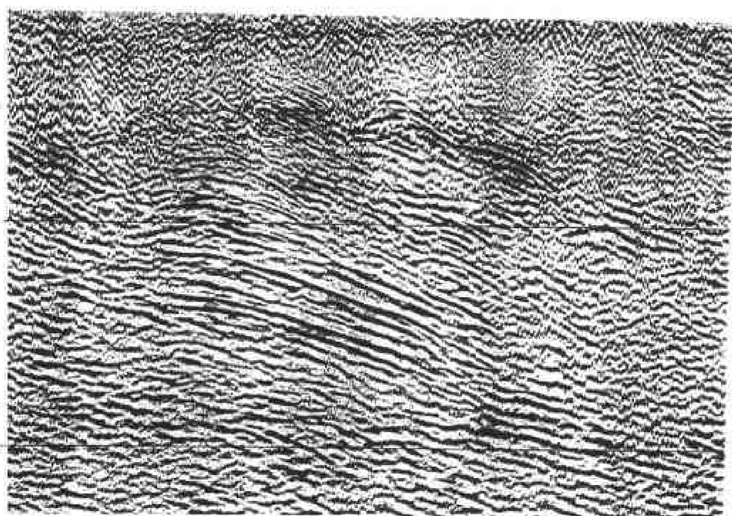


图6-8-8 时差校正前的叠加剖面

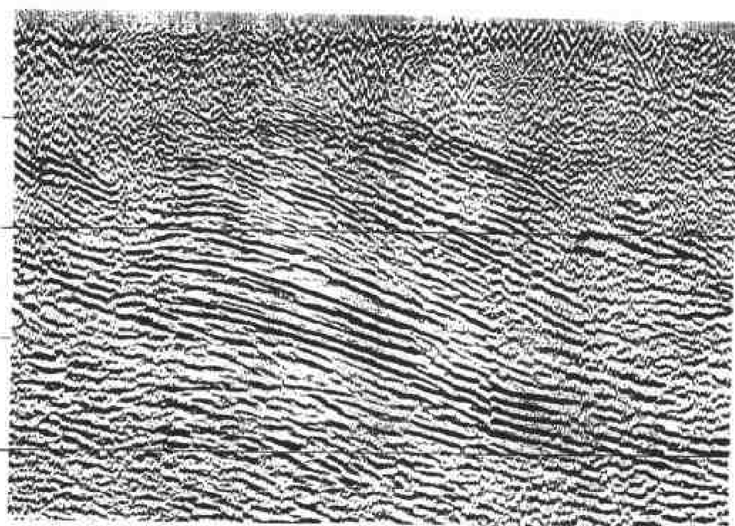


图6-8-9 时差校正后的叠加剖面

可连续追踪的折射波相位连续性差，随着炮检距的变化，层位变化频繁。在静校正方面，还做了其它一些方法试验，效果都不理想，都没有有效地解决这个问题。但是静校正问题是羌塘地区野外采集和资料处理的难点之一，仍需野外和室内的共同努力攻关，做更深入的研究。

剩余静校正

由于信噪比较低，缺少一个有信噪比的连续反射层做模型道，所以大部分测线做的剩余静校正处理没有结果，少数测线上的效果也不明显。同时，大部分测线反射层较浅，浅层覆盖次数太低，用统计的方法求取剩余静校正量不准。

速度分析

速度分析是资料处理中的重要部分，羌塘地区资料速度分析难度是相当困难的。主要表现在以下方面：

(1)在信噪比较高地段，可以得到高质量的速度谱，能拾取到准确的叠加速度。这种资料通常速度相对偏低，但比较稳定，是新地层的反射。但对老地层出露区，资料信噪比较低，速度谱能量分散，很难得到准确的叠加速度，同时，横向岩性变化大，断层发育，道集上反射波同相

轴畸变严重,使得叠加速度在横向和纵向上变化十分剧烈,因此需要多次调整速度参数,使其达到最佳叠加效果。

(2)因为大部分测线上都存在着多层折射波,从低速到高速都有,这些折射层的同相轴和远道的反射同相轴干涉在一起,在速度合适的条件下也能成像,在双曲线校正的速度谱上亦会出现折射波成像的能量团,很容易误认为是反射波速度,因此应在速度分析时选用合适的切除参数,切除初至折射波。

(3)速度扫描是常用的一种获取速度资料的重要手段。但在该区,由于折射波的置换、干涉等原因,不做切除折射波去做扫描,就会看到很多远道的折射波成像,按照扫描去选择速度,就有可能错误地把折射波当成反射波在剖面上成像。

(4)初至切除在该区的资料处理中非常重要。因为地下地质结构复杂、倾角大,有的大倾角反射波只有远道才存在。因而,在定义切除参数时,最好交互应用初至切除。初至切除越细致,剖面的处理效果就越好,地震剖面就越可靠。

6.8.4.2 处理流程试验

主要处理流程试验有:(1)一维滤波压制面波;(2)二维滤波压制折射波;(3)强振幅压制和认真细致的道编辑;(4)振幅恢复;(5)多种反褶积试验(球面扩散补偿零相位反褶积,地表一致性反褶积,预测反褶积);(6)静校正(基础静校正,剩余静校正);(7)速度分析;(8)道集去噪;(9)叠后去噪和信号加强;(10)偏移成像。

6.8.5 结论

通过对羌塘盆地的地震资料野外采集质量、处理方法、参数选择使用和流程试验,得到了一定进展,并得出了以下结论:

(1)开展的表层结构研究,证实了冻上层的存在,部分冻上层下面还存在低速层。但对冻上层的厚度变化趋势和分布范围,及对地震资料处理的影响程度等仍不清楚。同时,表层结构调查资料的综合解释存在多解性,对表层结构的认识需进一步深化探讨。因此,进行野外和室内低降速带分析、静校正方法测试、合理选择的浮动基准面和统一基准面以及充填速度(野外充填速度为2000m/s),特别着重分析化冻层(0.5~2.0m)、冻土层(30~50m)、低速层的影响,研究小折射(小折射不能测定冰冻层以下的低速层的厚度和速度)和微测井(量少且限制因素多,例如不能取心)的应用方法和条件。目前室内处理只应用了野外提供的上述数据,所以建议室内处理应利用大炮初至折射波方法等对野外提供的上述数据,建立本区的地表地质模型。

(2)羌塘盆地由于特殊的地表条件、复杂的地下地质情况和恶劣的环境因素等,造成所采集的地震资料具有独特而明显的特征。因此,在资料处理之前只有对资料品质进行全面的调查、分析,才能在后续试验处理中收到明显的效果。

(3)在应用叠前去噪方面,应掌握好去噪的力度,要适中,使噪声既得到有效的压制,又不明显损害有效波。既提高了信噪比,又不使资料产生过大的背景。

针对各种强规则干扰波(面波、折射波、声波、次生干扰和转换波等)分布范围广(从近道到远道、从浅层到深层)、频带范围宽(6~30Hz,45~80Hz)等特点,地震资料处理不应采用FK去噪、带通滤波及多项式拟合等带有混波特性的模块,应选用高保真的噪声剔除方法,可同时提高地震资料处理的信噪比和分辨率。

(4)在静校正处理上,应尽可能多选择几种方法进行试验和分析,找出最有效的方法。

(5)在切除和远道利用方面,应认真分析共偏移距叠加道集,应用速度扫描和改变切除相

结合的叠加道集显示，进行综合分析，达到保留真正的反射信息，使叠加成像真实可信，避免产生假的构造形态。

(6)速度分析是资料处理过程中的一个重要环节，速度使用的准确与否，直接影响到叠加的质量。利用交互方式进行速度谱的解释，为准确地拾取叠加速度起到了非常重要的作用。对于速度谱比较差的地段，通过速度扫描的办法来寻找准确的叠加速度。

(7)在叠后修饰去噪处理上，叠后修饰要轻，尽量保持剖面的本来面目，因为修饰过重可能使信噪比高的资料特征不明显，而使信噪比低的资料真假信号难辩，容易误导解释。

(8)从测试的近、中、远道偏移距资料看，根据排列较大、目的层较浅，可试验广角反射(图6-8-10)、折射波和反射波联合处理方法。

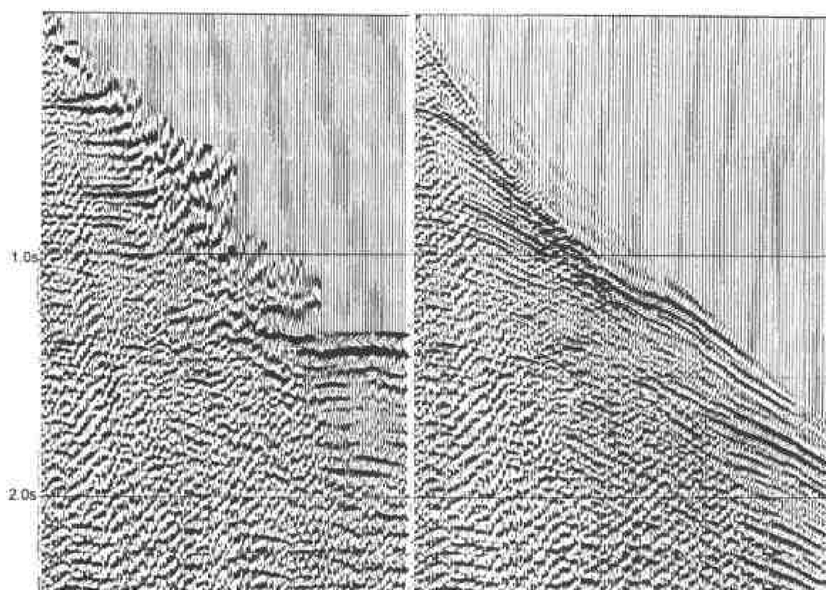


图6-8-10(a) 存在广角反射的CSUM道集记录1

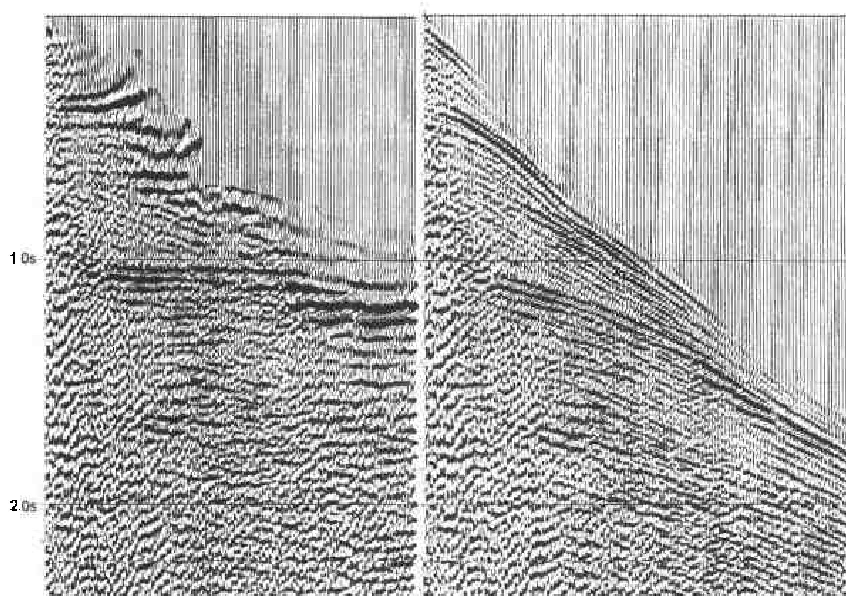


图6-8-10(b) 存在广角反射的CSUM道集记录2

(9)处理流程的应用,应针对不同测线的特点,在保证主要处理步骤的前提下,在叠前或叠后去噪等方面,对某一方法是否使用、参数是否调整,应视实际情况而定,应以处理的剖面效果最佳为最终目的。

(10)由于青藏地震资料地下地质构造复杂,原始记录信噪比低,折射波和面波发育,高频干扰严重;冻土层存在、冻土层下伏低降速层和复杂多变的地表,造成初至无规律,静校正困难,多种静校正处理试验,效果都不明显,静校正问题严重困扰地震资料采集和处理。因此,针对青藏低信噪比、干扰严重、静校正难度大等地震资料特点,地震资料的采集和处理仍需强化攻关研究。

6.9 新疆吐鲁番火焰山深层三维地震采集方法

火焰山山地探区,其表层和深层地震地质条件极为复杂,气候非常恶劣。前侏罗系反射的资料品质很差。为了获得好深层地震资料,必须进行山地地震勘探方法攻关,形成从测量方法、观测系统、激发和接收参数的选择,到静校正方法和室内资料处理方法等配套山地深层地震勘探技术。吐哈油田会战指挥部委托石油天然气总公司物探局第一地质调查处于1997年进行了地震勘探采集方法的攻关。

6.9.1 工区概况

6.9.1.1 地理概况

火焰山西起吐鲁番市北,东到鄯善县城以南,三维地震勘探面积约450km²。工区位置见图6-9-1,火焰山山地具有东西分块、南北分带的特征:以胜金口沟、吐峪沟、连木沁沟、热木坎沟为界,将火焰山分为五块,中块位于火焰山断层转折部位,是这次攻关工区。该区山地南北分带,北山相对平缓,南山相对较陡,坡度达60°。

三维工区挟持在吐峪沟与连木沁沟之间,为整个火焰山最为陡峭的地区。工区中部为山地,地形起伏剧烈,多冲沟、悬崖,海拔为火焰山最高点851m,相对高差达400~500m;工区南部和北部分布有戈壁、农田、村镇、国道和密集的坎儿井群。复杂的地表条件给施工带来很大困难。

火焰山地区气候干燥、降雨量稀少,6~8月份为高温季节,地表温度可达70℃,11月份以后天气寒冷,昼夜温差大。

6.9.1.2 地质构造概况

表层地质结构

工区内不同区块的低、降速带变化较大。山前带、戈壁和农田区的表层结构为:低速层厚度0~17m,速度350~670m/s;降速层厚度15~60m,速度800~1100m/s;高速层速度1700~2300m/s。

山地的地形起伏变化剧烈,低、降速层的厚度、速度变化剧烈。工区内不同区域出露地层不同,北山一般为第三系露头,南山为侏罗系,地层较老。火焰山地表覆盖着一层厚度变化较大的风化层,它对地震波能量吸收严重,不利于得到好的深层反射。在风化层之下为第三系、白垩系和中上侏罗统砂泥岩地层,地层产状较陡,火焰山南部可见近于直立的地层。复杂的地表结构对于地震勘探的激发和接收十分不利。

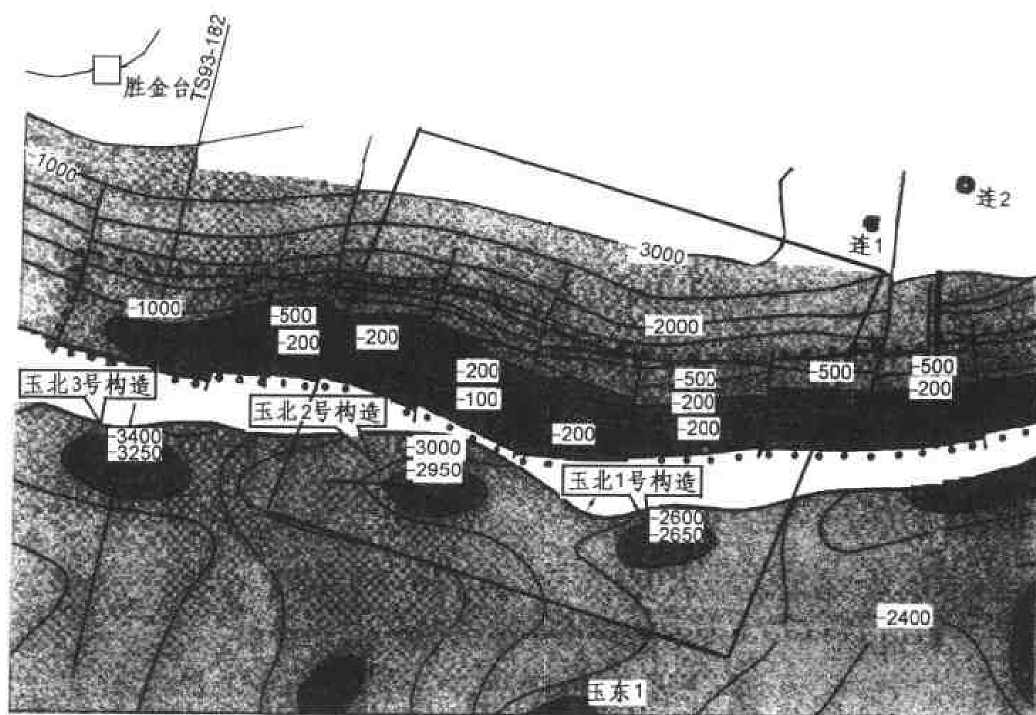


图 6-9-1　火焰山三维地震勘探工区位置图

深层地质构造特点

区域构造上，工区位于台北凹陷和台南凹陷之间鲁克沁弧形带的玉北构造带上。地层具有明显的双层结构，侏罗系以上地层受火焰山断层的控制，上、下各层构造形态有明显差异。断层上盘为侏罗系～第三系典型的逆冲推覆构造，断层下盘地层倾角较缓，发育地层较齐全，相对上盘来讲具有低幅度构造显示。以往的部分二维资料显示出下盘具有明显的背斜反射特征。

本区具有多油层、多油源的石油地质特点，侏罗系煤系地层和古生界二叠系暗色泥岩厚度较大，具有良好的生油条件。

通过钻探和区域地质综合研究，认为该区主要油源来自台北凹陷，紧邻油源区，石油地质条件比吐峪克油田更有利。

6.9.1.3　地质任务

(1)重点做好火焰山断层下盘各地震反射层(重点是 $T_T \sim T_P$ 反射层)的资料，新老资料结合，搞清工区内各构造层的构造特征；基本查明断裂的展布与发育特点，理顺断裂系统，搞清构造形态。

(2)研究区内地层发育情况(地层层序，各组段地层厚度、分布、接触关系等)，预测有利于储盖组合的时空分布，评价构造的石油地质条件。

(3)进一步落实各构造分层系的圈闭形态，查清控制构造(圈闭)的主要断裂的性质、分布规律与活动特点，开展圈闭评价、储层预测和油气预测等工作，优选钻探目标，提供钻探井位。

(4)为全面展开火焰山山地三维勘探提供依据。

6.9.2　前期资料分析

从前期的二维剖面看，火焰山断层上盘地震反射连续性较好，能量较强，波组特征明显，能够连续追踪对比，基本能够完成侏罗系的构造解释任务；断层下盘资料品质差，只有少数测线反射波组连续性相对较好，并且几乎见不到前侏罗系反射。

整个火焰山地震资料具有西好东差、浅层好深层差的特点。

根据以往的采集方法,结合老资料品质和地震地质条件分析,认为火焰山地区前期地震采集方法存在以下问题:

(1)由于二维成像的固有缺陷,造成下盘构造高点不准,火焰山两段的钻探实践已证实了这一点。

(2)以往二维施工针对性不强,观测系统设计排列太短,不利于得好深层资料。

(3)设计炮点、检波点时考虑地层产状、断层破碎带不够,不能有效地避开使射线严重扭曲的部位。

(4)单井药量不够.激发能量不足。该区山体高大,地层产状较陡并存在较大范围的破碎带,造成地震波散射、地震波吸收严重。

(5)山下戈壁表层为巨厚砾石层,潜水面深,在该区采用坑炮组合激发,激发效果较差。

6.9.3 测量方法

6.9.3.1 测量施工难点

火焰山三维工区独特的地表条件给测量工作带来很大困难,主要表现在以下几个方面:(1)山地、戈壁、农田、村庄等地表并存;(2)山地地形剧烈起伏,通视条件差,测量难度大;(3)工区位于16度带和15度带的换带边缘,测量改正值大;(4)山地三维方法对测量精度要求高。

6.9.3.2 测量方法的确定

由于没有成型的山地三维测量方法可供借鉴,对目前常用的几种测量方法结合以往的施工经验进行了分析、论证。

导线测量

测量精度很难达到设计要求。导线测量须逐线完成,施测时来回翻山越岭;三维炮、检点均匀分布,要点点实测势必减小边长,这两方面严重降低施工效率。

RTK放样

在山地施工,由于地形起伏大,常会造成无线信号屏蔽,DGPS的流动数据链(流动站与卫星、流动站与基准站)失锁现象严重,在火焰山的实地试验证明了这一结论。

控制基线加极坐标放样

极坐标放样具有设站灵活、视野开阔、布点灵活(360°范围)以及测量误差不积累等特点,在复杂山地施工较为合适,特别是适合山地三维施工。但极坐标放样需要大量的控制点,采用常规的控制基线布设控制点不现实。

快速静态GPS

利用Trimble1600快速静态GPS在山地进行快速静态测量是解决大量控制点问题的一种较理想的方法。这种快速静态定位仪具有定位精度高、效率高的特点。

综合以上分析,认为快速静态GPS与极坐标放样的结合是火焰山三维山地部分较理想的测量方法。另外,为提高测量精度和施工效率,在戈壁区实施RTK测量。

6.9.3.3 提高精度和效率的有效措施

在测量施工中,还采取了一些措施来提高精度和效率,主要表现在以下几方面:

(1)物探方法人员制定炮点布设原则,对测量人员进行培;

(2)在山地复杂区,炮点允许有横向20m,纵向10m的偏移范围,并允许炮点在一定范围内整道距偏移,炮点偏移工作由解释、钻井与测量人员在野外共同完成,炮点布设尽量一次到位;

(3)高斯改正在野外手工实现,室内编制配套软件;

(4)建立极坐标库;

(5)在整桩号之间使用“.25”,“.50”,“.75”桩号,避免使用“偏移桩号”容易造成的混乱,减小工作量;

(6)使用极坐标多线点放样技术。

6.9.4 观测系统设计

6.9.4.1 观测系统设计

地形因素

进行观测系统设计时,必须考虑火焰山独特的地形特点:(1)火焰山的走向从西向东由北西向转为东西向;(2)整个火焰山山地具有东西分块、南北成带的特征;(3)北山相对平缓,南山相对陡峭;北山相对简单,南山相对复杂;(4)火焰山冲沟多呈南北向发育。

地下因素

结合火焰山地下地质情况进行的方法论证选取了火焰山断层上盘和下盘两组地层参数,论证后确定的排列参数如下:

(1)CMP网格密度。由于上盘地层倾角较大,论证时主要考虑上盘,通过论证认为选用南北向20m,东西向40m网格密度能够满足空间采样的要求。

(2)最大炮检距。论证时主要考虑埋藏较深的火焰山断层下盘地层,满足求取速度精度误差小于5%和动校正拉伸畸变小于12%要求的最大炮检距范围为$2547m \leqslant X_{max} \leqslant 3600m$。

(3)覆盖次数。从火焰山地区二维老剖面看,深层反射能量弱,信噪比低,在三维采集时考虑到变观等因素的影响,覆盖次数采用60次是比较合适的选择。

6.9.4.2 非纵二维地震试验的几点启示

(1)线束方向应垂直走向。

①线束方向沿走向时由于大线长度的限制,纵向面元不能大于25m,反之面元大小能灵活设计;

②有效地避开南北向冲沟,炮点容易选择有利位置,变观容易;

③减小静校正问题;

④南北向二维测线资料优于东西向测线;

⑤三维连片容易实施;

⑥各线束特征相近,有利于现场处理和质量监控;

⑦生产组织相对容易。

(2)三维采集应进行窄方位角观测。

窄方位角观测首先有利于叠加成像。火焰山目的层相对不深,且倾角大,成像受方位角影响严重,非纵测线剖面不理想的主要原因就是方位角过大,速度求不准,影响成像效果;其次有利于叠前偏移。窄方位角能够保证在不同方位角上有足够的采样,能满足成像的要求。

(3)上盘(北山)激发仅能获得上盘反射;下盘(南部山前)激发有利于获得深部反射。

根据相邻区域钻井和本区地震剖面,建立了火焰山二维地层模型,从射线追踪的结果来看,在上盘(北山)激发对上盘贡献较大,而对下盘深层反射作用不大;在下盘(南部山前)激发没有上盘反射,但有利于获得下盘深层。

非纵剖面显示结果与模型分析一致。

(4)在山体复杂部位可适当减少炮点，但要适当保留小炮检距反射。

减少倾角较大、破碎严重和陡峭的山体部位的炮点可减小施工难度和静校正影响，但要保留足够的小炮检距以确保速度分析精度。

6.9.4.3 观测系统设计原则与观测系统的测定

观测系统设计原则

在设计火焰山三维观测系统时，遵循了以下原则：(1)多道少炮；(2)接收线总数尽量少；(3)简单明了；(4)实现窄方位角观测。

观测系统类型选择

由于工区地表条件的限制，激发点位不可能完全按规则布设，使得在该区不能使用完全规则的观测系统；另一方面，火焰山内部没有相对均匀分布的冲沟、平地，且该区为低信噪比地区，不具备实施不规则三维的条件。适合火焰山特点的观测系统应该是：接收点到位，激发点灵活布设的规则束状观测系统。

观测系统参数

根据以上分析，确定的观测系统参数为：

总道数：960 道

类型：6 线×160 道×15 炮

覆盖次数：3×20 次

纵向观测系统：3240～100～40～100～3240

接收线距：240m

炮点距：80m

炮线距：160m

最小非纵距：40m

最大非纵距：1640m

最小炮检距：40m

最大炮检距：3631.4m

在确定基本观测系统类型时，在总道数 960 道不变的前提下，对比几种不同的线束关系：

采用 4 条排列，最大炮检距超限；

采用 8 条排列，实现窄方位角观测困难；

6 线×24 炮：方位角过大；

6 线×9 炮、6 线×12 炮：重复 3 条排列；6 线×15 炮：重复 1 条排列。

观测系统动态设计方法

观测系统动态设计方法是火焰山三维采集的关键性技术。所谓观测系统动态设计，即施工前根据地质任务的要求和地形特点，确定变观原则和整块三维的总体变观方案；在具体实施时依据测量成果合理布设炮点，并按一定的原则确定炮检关系，利用三维观测系统设计软件，对所设计的观测系统进行覆盖次数、方位角、炮检距等方面的效果分析，确定能满足要求后，再在野外实施。

火焰山三维变观遵循以下原则：(1)炮点布设"避高就低"、"避松就硬"、"避杂就易"；(2)变观部分覆盖次数不变；(3)变观部分保证一定数量的小偏移距覆盖次数；(4)尽量保证下倾激发。

变观设计充分考虑了火焰山南北分带、北缓南陡的特点，合理解决了北山高大山脊和南山

陡峭山体、破碎带部位的炮点布设难题，为提高深层资料的信噪比在南部山前加密 20 排震源炮点，收到了较理想的效果。

6.9.5 激发与接收因素确定

在激发和接收因素确定方面，充分利用了现场处理机，对试验资料进行了定量分析对比各种有效波、干扰波的特征，取得了明显的效果。

6.9.5.1 激发

火焰山二维施工时，在巨厚砾石区由于钻井工程的限制，无法打深井，只能采用坑炮组合，这是深层反射能量弱的一个主要原因。非纵二维试验的结果表明在砾石区用大吨位可控震源激发，有利于获得深层反射，在确定资料处理通过子波整形能解决混源施工频率、相位问题的前提下，选择了在山地用单深井、在戈壁区用大吨位可控震源组合的激发方式。

火焰山三维使用的是国产 KZ28 型可控震源，其最大出力可达 62000lb，在选择震源参数时，结合邻区攻关试验结果，在火焰山南北两侧的戈壁滩进行了系统试验，最后选取的震源参数是 4 台×6 次，扫描长度 16s 和 5 台×6 次，扫描长度 10s。震源面积组合、动点激发也是前期深层攻关成功的重要原因，在这次火焰山深层攻关中继续采用。

对于山地单深井的激发井深、药量、药型，也进行了试验、分析。火焰山地区潜水面较深，特别是北山部分地区低降速带厚度超过 30m 以上，加上陡倾角、破碎带造成的地震波严重散射、吸收，进行深层勘探选择井炮激发参数时，必须要考虑到这些因素的影响。通过试验认为 18m 井深、单井药量 18kg 是较适合的选择，炸药类型选择爆速比较接近地层速度的乳化炸药。

6.9.5.2 接收

火焰山地形起伏频繁、高差大，检波器无法严格地按照常规的矩阵方式组合，采用小图形、检波器沿等高线敷设。

检波器埋置要求“去虚就实”，尾锥插入硬地层，并用土掩埋。

山地采用 2 串检波器串联，平原区 3 串串联，提高灵敏度。

6.9.6 无线中继技术的应用

火焰山内沟深壁陡，地形相对高差大，无线信号在传输过程中常出现死角，地震勘探常规的遥爆及通讯技术受到山地地形的严重制约。前期非纵二维试验进度慢的主要原因，就是没能解决这个问题。

解决问题较好的方法是应用无线中继技术，将无线中继台带到火焰山进行现场试验，试验内容包括无线信号的传输和遥爆延迟时间测定。结果表明，所用中继台能较好的解决信号的传输问题，TB 延迟时间稳定在 4ms(±0.5ms)。

6.9.7 静校正方法攻关

解决火焰山这类表层结构极为复杂、低信噪比地区的静校正问题，目前世界上尚无成熟的方法。针对火焰山的静校正问题，进行了表层模型和静校正计算方法两方面的研究。

6.9.7.1 表层模型研究

火焰山表层模型十分复杂，山体的南北平原区地表相对平缓，但北部平原区与南部平原区高程差达 300m，低降速带特征差异较大，且山地与平原区过度带低降速带厚度变化剧烈。山

地由于出露 E－J_2(第三系－中侏罗系)不同地层,岩性差异较大,呈条带状向北倾没,给表层调查带来很大困难。

表层模型调查主要从以下几个方面进行:

(1)平原区:1km×1km 小折射调查,山前带采用追踪放炮的办法,得到较深的高速层顶界资料。

(2)山地:采用微测井控制点的办法,调查表层结构。

(3)每束线由地质人员调查表层露头,绘出地质剖面为静校正和资料处理提供依据。

6.9.7.2 静校正方法研究

在表层结构调查的基础上建立模型,主要采用以下几点做法:

(1)基准面选择:山地高差较大,采用水平基准面显然是不合适的,必须寻求一个合理的基准面,保证高频、低频分量合理。将统一基准面确定在 900m 的山体最高点以上,叠加在 CMP 参考面上进行,高程校正低频分量采用统一速度填充,高频分量采用变速填充的办法。

(2)填充速度选择:不同的填充速度对成像有一定的影响。选用统一填充速度进行试验的同时,也采用绿山工作站求取的速度模型进行变速填充试验。

(3)静校正方法。

静校正计算分为:①高程校正:高频分量采用变速填充,低频分量采用统一速度填充;②利用三维大炮初至折射静校正,建立表层模型→拾取初至→加控制点→模型迭代→求取静校正量。

6.9.8 现场处理

(1)由于山地三维地震勘探的复杂性,给现场处理带来了以下困难:

①炮点位置复杂,观测系统定义困难;

②不同震源类型相位不一致;

③静校正试验工作量大;

④地震波速度场横向、纵向变化大,且火焰山逆断层下盘速度反转,如何弄清速度变化规律,准确求取叠加速度难度较大;

⑤没有一套成熟的山地资料处理方法。

(2)解决办法:

①编写程序,连接仪器、工作站和现场处理机,自动生成观测系统数据表,避免差错,提高速度精度;

②采用分块的办法,对速度进行精细研究;

③对可控震源单炮进行时移校正,解决可控震源与井炮的资料连接归一;

④对各项参数模块的使用进行大量的试验,摸索出一套适合山地三维的现场处理流程及参数;

⑤选择不同位置的炮点叠加,为野外变观提供依据。

6.9.9 初步效果分析

从三维抽二维的现场处理剖面来看,火焰山断层上盘有较好的北倾反射,与地表露头一致。在 1.0s 以上,地层较陡,由于方位角的影响,叠加成像困难。

火焰山断层下盘是深层勘探目的层,从现场处理剖面看到了深层反射(反射时间 2.4s～2.7s)形态,经初步对比属前侏罗系反射。

6.10 湖北建南气田山地重力、电法勘探

实践证明，在山地油气勘探中，依靠山地二维地震勘探发现落实各类圈闭，优选钻探目标是最有效的一种勘探方法。但由于我国南方的山地地貌十分复杂，多数为海拔 500～2000m 的中高山区。山区二维地震在许多地区无法进行，即使下决心实施，勘探费用也十分昂贵。石灰岩区 60 次覆盖的 1km 测线费用竟高达 10 余万元人民币。所以，采用非地震物化探方法来寻找、落实各类圈闭成了山地油气勘探中的一个重要组成部分。为此，渝鄂湘边区天然气勘探项目经理部自 1994 年至 1998 年，分别对鱼皮泽、焦石坝等重点勘探目标采用山地 MT、EMAP、高精度重力详查、少量地震测线进行标定的联合手法，进行了试验性勘探，取得了较好的勘探效果。而这些试验勘探，是从已知建南气田开辟重力、MT 勘探试验区所获得的成果开始的。建南气田山地重力，电法勘探试验区位置见图 6－10－1。

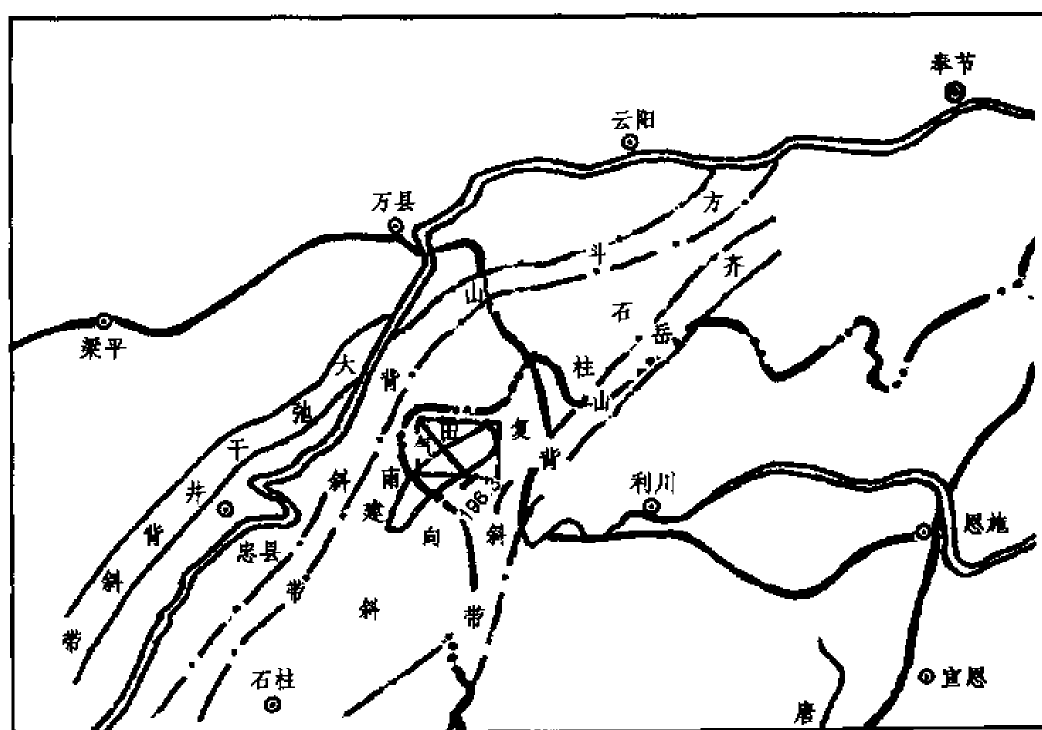


图 6－10－1　建南气田重力电法勘探试验区位置图

6.10.1　地表及地质条件

建南气田位于渝鄂交界的大山区。区内地形复杂，沟壑纵横，切割强烈。海拔高程 600～1500m 之间，在 3～4km 平距内相对高差达 800m 以上，为高难度勘探地区。

建南气田为渝东褶皱带石柱复向斜内的一个地面短轴背斜构造，由中侏罗统沙溪庙组地层组成，呈北东 45°展布，闭合面积为 173.4km^2，闭合高度 264m，分南北二个高点，西北翼倾角 4°30′～31°00，东南翼倾角 3°～8°。

经地震、钻井勘探，上下构造基本吻合，唯一不同的是在构造西北翼和东南翼分别发现太平镇和石一垮石庙二条逆断层。其中地震 T_8（相当上二叠统底）构造闭合面积 138km^2，闭合高度 300m，南北二个高点均存在，西北翼倾角 22°～26°，东南翼倾角 11°。

建南构造自1970年开始钻探，到1998年共完钻探井33口。试气井经测试获气井19口，发现了三叠系嘉1、飞3，二叠系长兴组，石炭系黄龙组共4个气层和8个裂缝系统，探明天然气储量$5.055\times10^8m^3$。

总观建南气田，其地面、地下地质构造比较简单，上下吻合性比较好。但其地形条件复杂，给油气勘探带来了各种困难，特别地形的影响为甚。由于建南气田的地形条件在渝鄂湘地区有相当的代表性，加之地下构造比较清楚，地震勘探程度较高，故选其为山地重力、电法试验区具有指导意义。

山地重力、电法试验区位于气田北高点，东西长16km，南北宽12.5km，矩形。面积约$200km^2$。

试验区内地形西北低，海拔600～700m；东南高，海拔1400～1500m。横贯工区中部为一近南北向沟壑，其北段呈北西走向，宽仅300m，南段南北走向，宽0.5～1km，沟内海拔600～700m，两侧为陡壁高山。试验区的地形特点是：存在"两个交叉三分"。一是北西—南东向的三分，即：东南小高原台地，海拔1500m左右，相对高差800m；中部为树枝状沟梁起伏的复杂地形；西北角为较规整的大山、大凹。二是北东方向也存在三分，主要与建南大沟有关，沟壑北段地形相对简单，沟壑南段又分出中部和南部不同的地形段。

6.10.2 山地重力勘探

6.10.2.1 重力资料采集

试验区内重力测网大体按$0.5\times0.5km$均匀布点，共有测线26条，测点858个。总精度在100μGal以内。所有测点均经精心选择，精细8方位测量，总精度在100μGal之内。

6.10.2.2 地形校正

在中区20m×20m高程网格数据，校正半径20～2000m(共846行，1216列)和远区250m×250m高程网格数据，校正半径2000～20000m共211行，225列)基础上，用方域地改公式分别计算的远区(2000～20000m)，中区(20～2000m)，近区(0～20m)，地改校正值均不理想，地形背景十分严重。

然后，采用密度$2.67g/cm^3$，$2.61g/cm^3$，$2.625g/cm^3$，$2.64g/cm^3$进行地改和中间层改正。结果，用$2.67g/cm^3$和$2.61g/cm^3$密度仅在局部地区地形影响有所改进，而在另外一部分地区地形影响依然存在，所用密度不是偏大，就是偏小。而且用$2.64g/cm^3$和$2.625g/cm^3$密度则在大部份地区地形影响有所改进，仅在局部地区存在影响。从图6－10－2可以看出，地改后的布格异常图，整体呈北东向等值线由东南往西北降低，大体可分三带：

(1)工区西北部和东南部梯度带，其中建23井位于西北梯度带内。

(2)工区中部为平缓梯度带，宽约5～6km，建南气田主要井位均分布于此带。

(3)工区东北端42井区为平缓高值带，宽约3～4km。

地改后重力异常与地形相关系数由0.851下降至0.419，"二个交叉三分"基本不见，总体上消除了地形影响。图面上的小疙瘩虽多，有二于余个畸变点，但不影响其总体。

6.10.2.3 异常分离

尽管试验区的地改取得了基本成功，但所得重力图表现出很强的区域背景，因而未见到与局部构造有关的高点显示。为此，进行了场分离处理。

(1)常规处理。根据异常特点，进行了三种常规方法处理。

①延拓法。上延0.5km，1.0km，2.0km。编制0.5～1.0km延拓差值图、1.0～2.0km延拓差值图。随着0.5km，1.0km，2.0km延拓高度的增加，图面得到不断改善，等值线平滑趋势

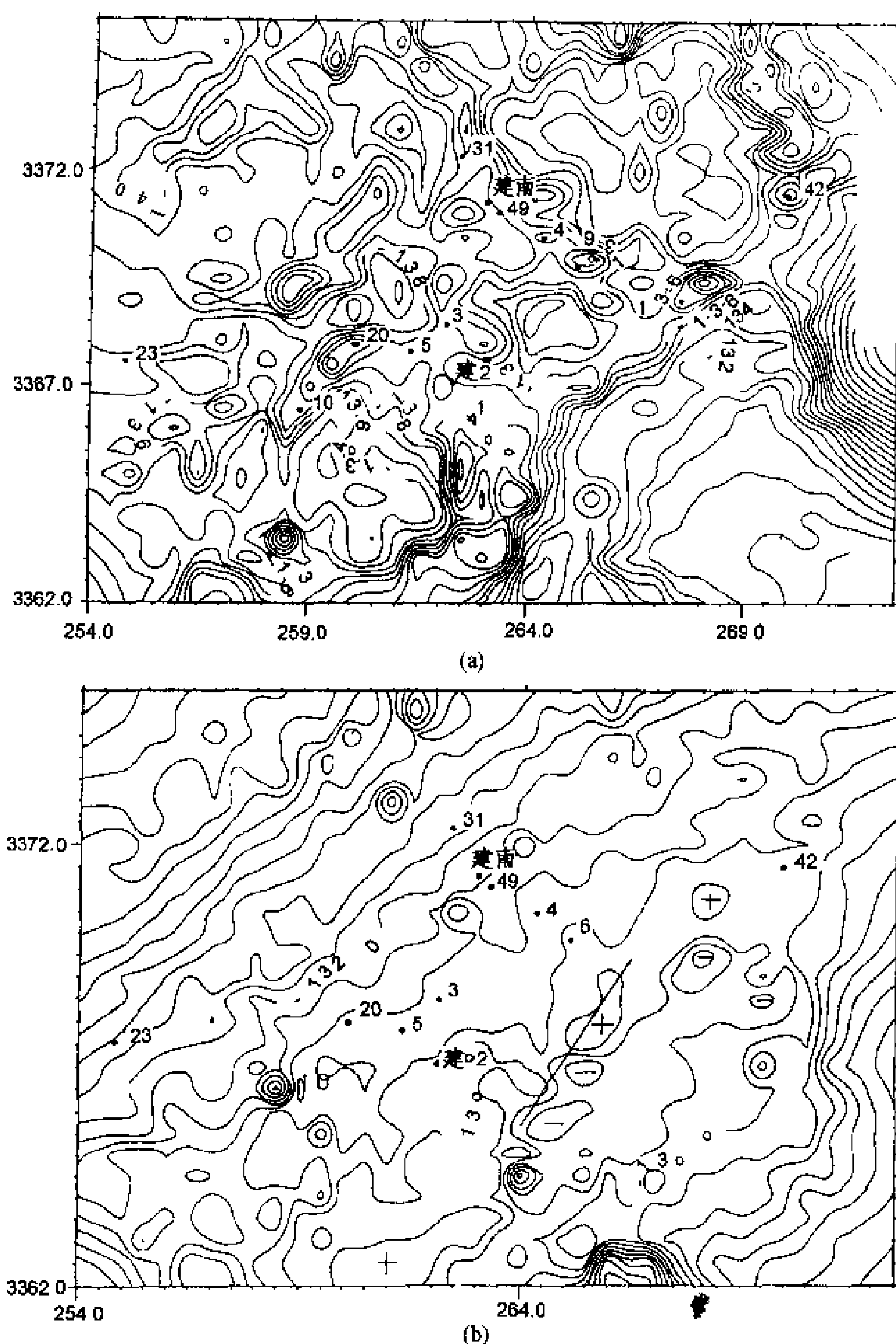


图 6－10－2

(a)地改前布格重力异常图;(b)地改后布格重力异常图

不断加强,从而压制了地改不足或过量引起的小误差。地改后向上延拓 2.0km 的布格异常,区内区域重力场呈由东南往西北下降的单斜总趋势。但未能显示出局部构造异常。为此,进行了差值延拓计算,试图消除区域背景,突出局部构造异常。共进行了上延 0.5km 值减去上延 1.0km 值、上延 1.0km 值减去上延 2.0km 值计算及差值图编制,有一定效果,但不甚理想。当上延 1.0km 值减去上延 2.0km 值之后,工区中部已有局部构造的正负异常显示。

②趋势分析。在区域场,工区东南角最高值为－128.5mGal,西北角最低值为－138.0 mGal,异常梯度值由东南的 0.25mGal/km,向西北增大为 0.75mGal/km。

图 6－10－3 为地改后布格异常减去区域场所得剩余重力异常图。其效果仍不理想,带有

较多地形及其它高频干扰成分，故去背景场后还必须消除高频干扰。

图6－10－4是在剩余异常图基础上消除高频干扰、保留低频编制的剩余异常趋势图。其在工区中部出现了1.3mGal的圈闭异常，构造西北翼23井处和东南翼北端42井处分别出现了密集的梯度带，显示了局部构造异常的基本面目。

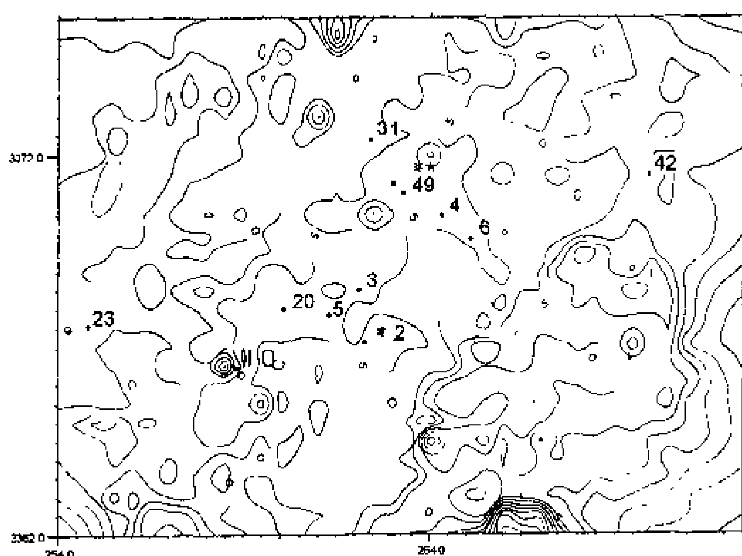


图6－10－3　剩余重力异常图

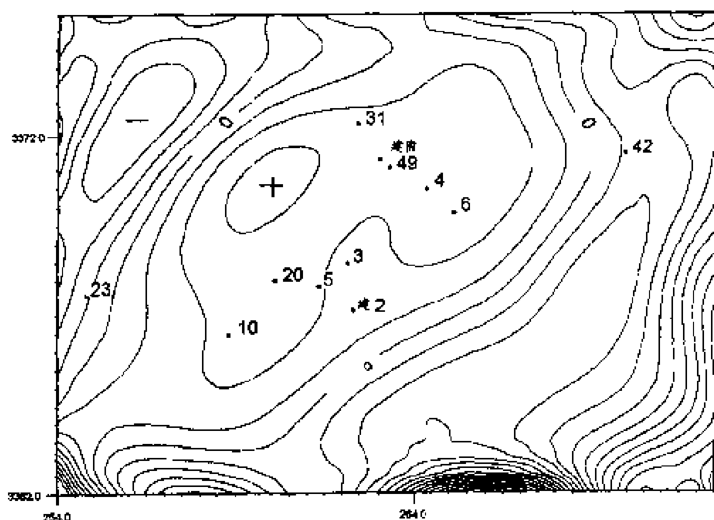


图6－10－4　剩余异常趋势图

③导数计算。导数计算前进行了预处理，一是消除表层不均质影响，二是进行了曲化平校正，等值线光滑自然，梯度疏密有度，与上延1.0km相似。

然后作垂向一阶导数计算，在构造顶部31－6－2－10井区范围内得到了0.55单位的局部构造圈闭异常，且异常轴线呈S形，北端东偏，中段北北东，南端西偏。在42井附近出现了一个高点。

但两侧断层显示不太好，为此进行了导数计算（垂直构造走向），在42井和2井得到了二个极值，异常正梯度、负梯度为最大值，揭示了断层位置。

综上所述，三种方法的常规处理，获得了不同程度的效果，显示了局部构造异常的形态、高点及断层位置。

（2）视深度滤波处理。该方法的特点是在向下延拓滤波过程中，在场源处能获得极大值，如

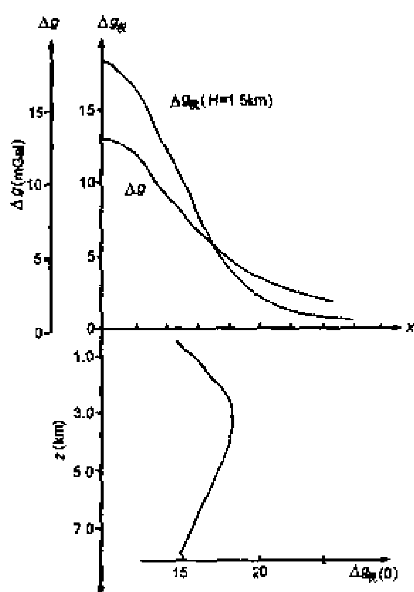


图6-10-5 水平圆柱质心深度($H=2$km)图

图6-10-5所示,因而能半定量的指示场源深度,通过滤波得到地下不同深度的场值,因而称其为视深度滤波。此外,从图6-10-6可以看出,本方法有较强的抗干扰、去高频能力。图上半部为质心在3km处物体产生的重力场再加上随机误差干扰,误差强度达到30%。图幅下半部为深度断面图,纵坐标为深度。可以看到近地表1km以上出现一系列局部小圈闭,就是随机误差造成的干扰,说明这些随机误差的频谱代表的深度在1km以内。而真正的场源深度3km处仍有极值出现,不受高频影响。本方法对断裂和水平叠加异常及垂直叠加异常都有较好的分辨能力。

根据图6-10-7水平宽板模型,当断层埋深较浅时,相当"宽板"效应。在断棱上出现高带,内侧出现低带,因此三排高带中的东南、西北两侧的高带与低带间可能反映断层,中间高带可能反映构造轴部高点。

用视深度滤波方法分离出地下1km,2km,3km,4km,5km,6km,8km等几层CT切片图。其中:

在1km深度切片图上,图面较乱,"交叉三分"地形影响还有显示,但仍能看出图面中区存在三高二低异常带。

在2km深度切片图上,图面凌乱干扰已消除。西北和东南各有一低值区,中部有北东向高带和两排低带。

图6-10-8(相当3km深度)切片图,图面比较简单。地面高频干扰已经消除;构造南北两侧断层反映为密集带,西北侧断层在23井稍北,东南侧断层在42井西南;有二个高点,主高点在49—20井间,10井为一小鞍部,轴长约14km;东北侧还可能存在一北西向小断层,过此断层,构造轴线拐到42井以北。

地下4km、5km处深度切片,面目基本相似,预示着深部构造稳定。构造呈北东向伸展,长15km。顶部平坦,宽2~3km。两翼较陡,应有断层通过。往西南过10井后,高点封闭,隔一鞍部与南高点相隔。东北部42井以北,轴向转成北东东向,亦有一鞍部出现。

上述稳定性在6km深度切片图上仍保持着,7km开始变窄,8km处轴部高带逐渐消失。

综上所述,视深度滤波法所获得资料成果,从深度3km~6km均有局部构造异常显示,其形态、高点异常位置比较稳定。

6.10.2.4 微重力信息检测

微重力信息是油气田检测的重要信息之一,建南气田重力试验区的高精度重力勘探的精度较好,因而试做了这一检测工作。经对高分辨重力异常的计算(图6-10-9),发现4井、3井有密度亏损。进一步作微重力异常信息检测(图6-10-10),发现49井、4井、6井有一块面积约8km^{2}的负异常出现,推测可能与油气及低密度裂缝有关,推测3井、5井区为有利区。

6.10.2.5 勘探试验效果

建南气田重力勘探试验区位于气田北高点,经对试验区地震、钻井勘探所编制的飞侧关组顶构造图(图6-10-11)、地震196.3剖面图(图6-10-12)与重力勘探所获得的垂向一阶导数图、视深度滤波切片图、重力综合剖面图(图6-10-13)相比较,有如下认识:

(1)重力局部构造异常形态、趋势与地震、钻井构造相似。

(2)重力局部构造异常位置与地震、钻井构造位置有一致的,有偏移的。视深度滤波所作的3km,4km,5km,6km的轴线断层位置与地震、钻井构造图基本一致,最高点位置南北偏移。常规处理的一阶导数图,剩余异常图位置较地震、钻井构造往西北偏移。

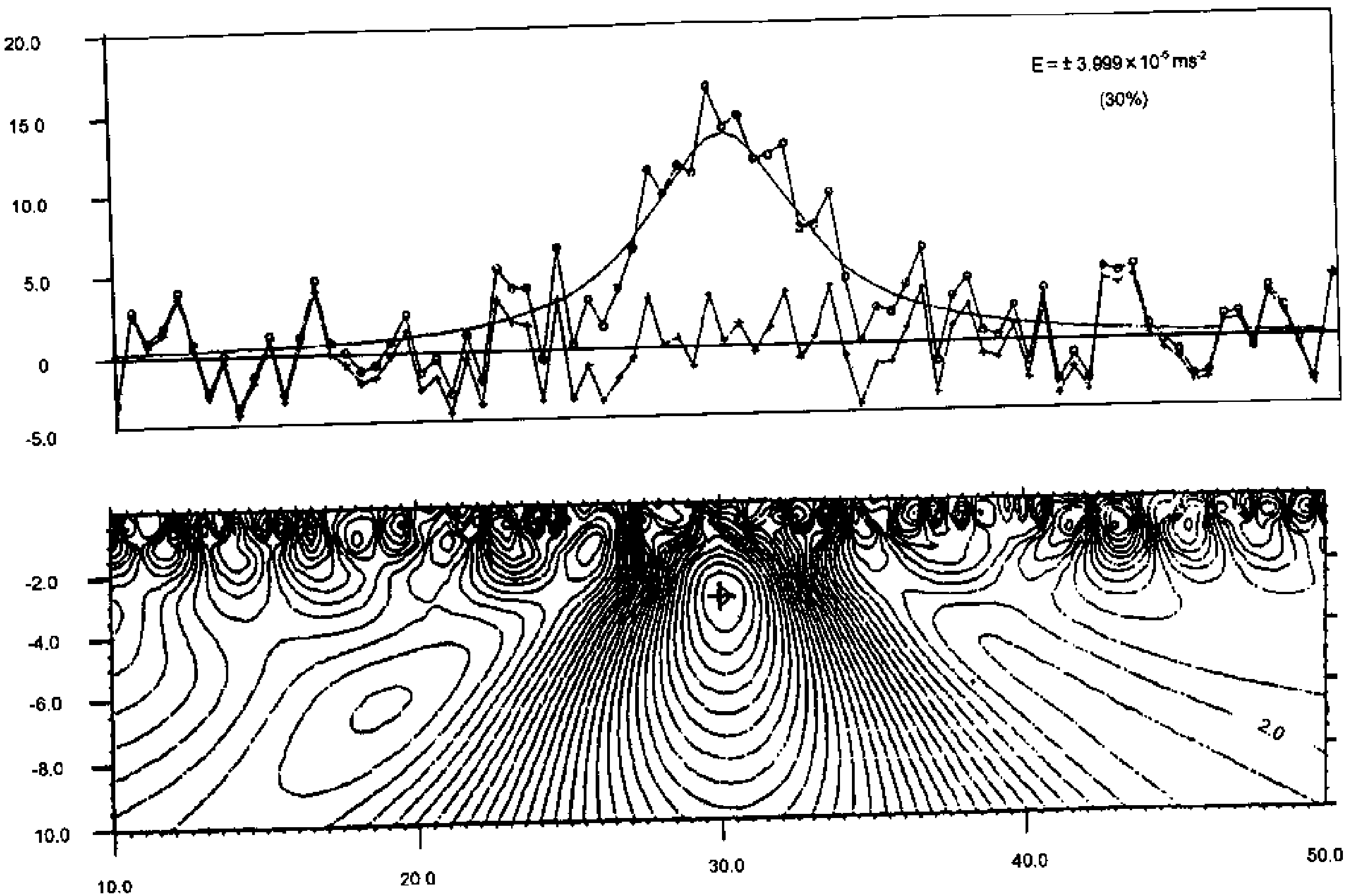


图 6－10－6　建南气田重力试验区随机误差试验

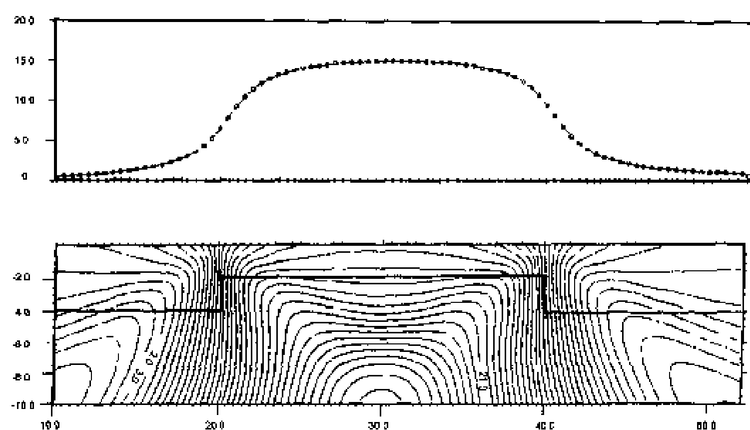


图 6－10－7　建南气田重力试验区水平宽板模型

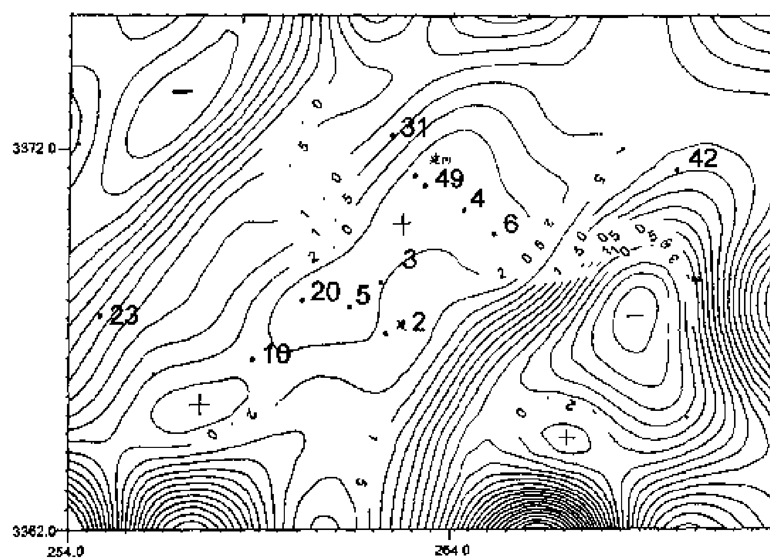


图 6－10－8　建南气田重力试验区 3km 深度切片图

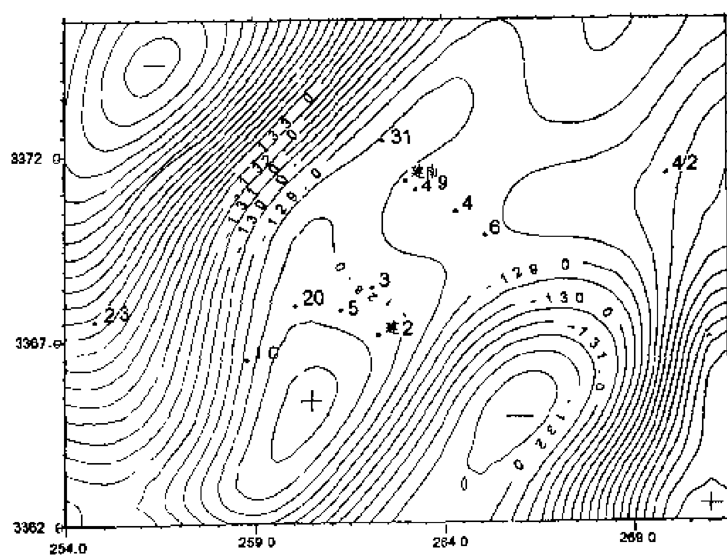


图 6－10－9　高分辨率重力异常图

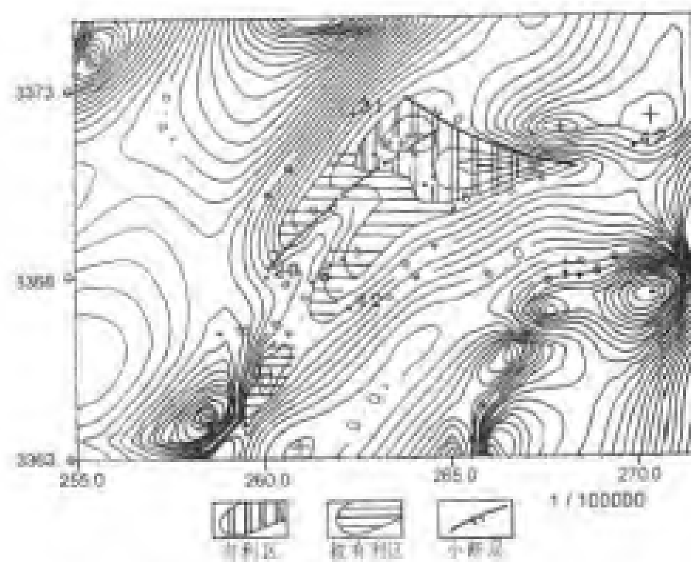


图 6-10-10　微重力异常信息检测图

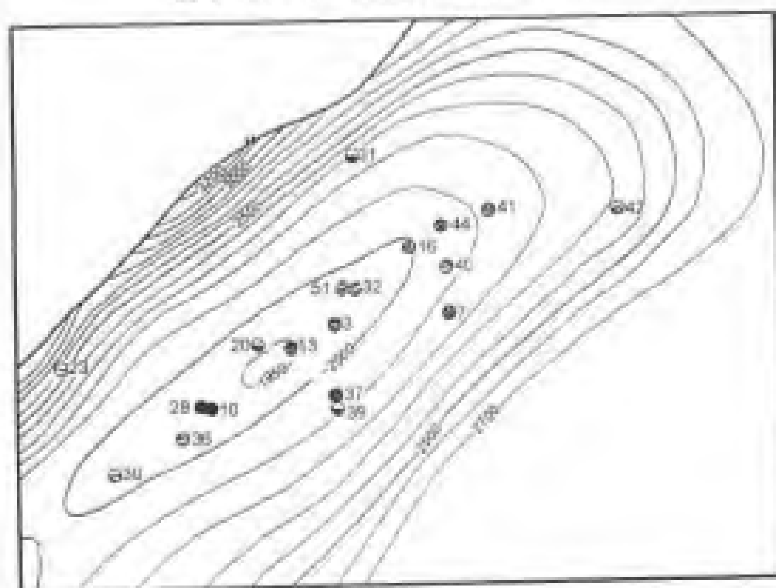


图 6-10-11　北高点飞仙关组顶面构造图

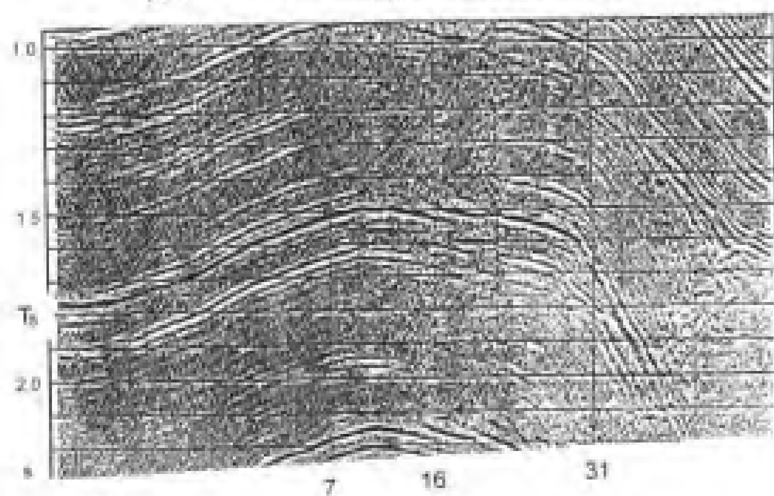


图 6-10-12　196.3 测线地震剖面图

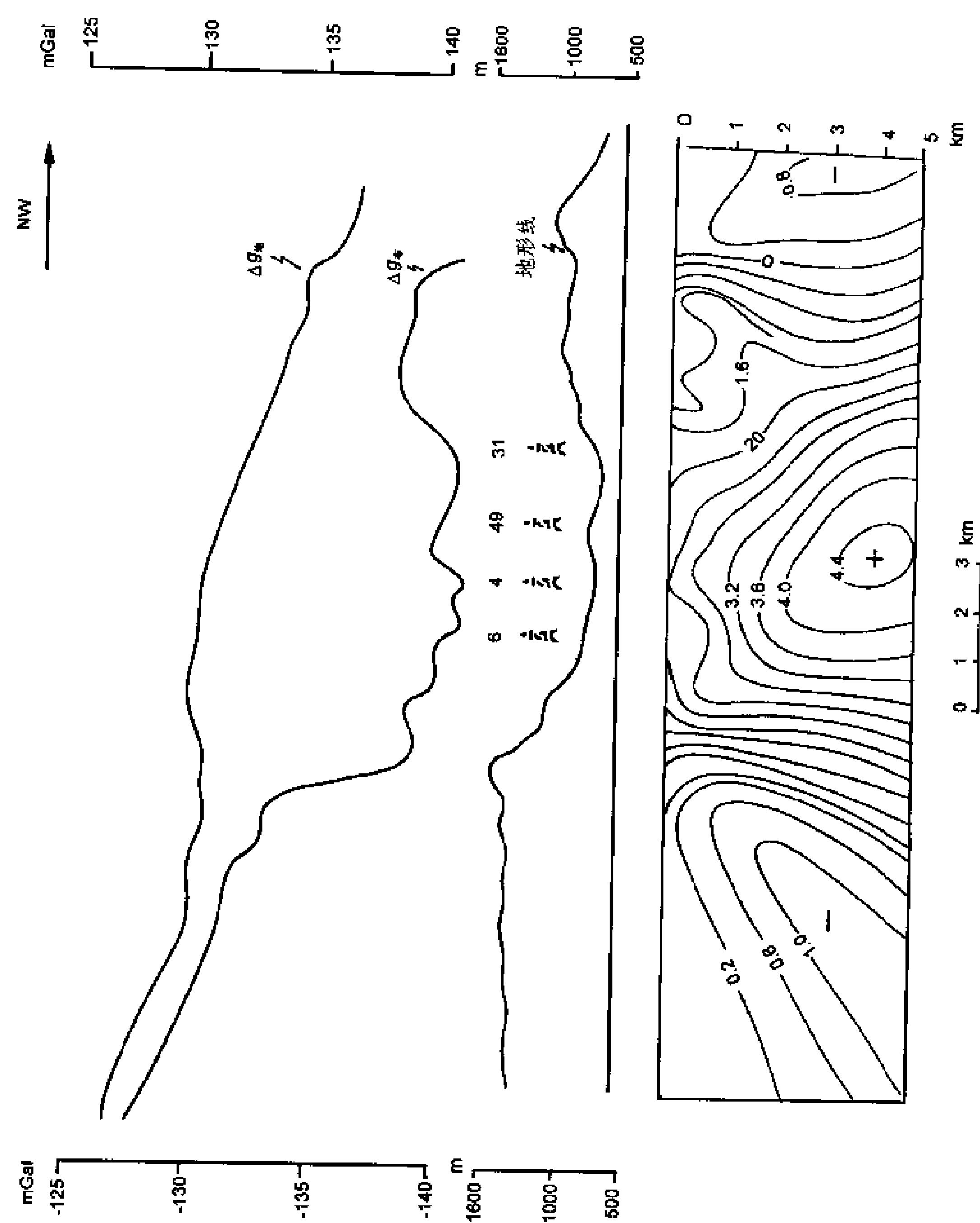


图6-10-13 重力综合剖面图

(3)局部构造重力异常图上，建南构造往东北继续延伸，并出现新的构造高点异常。这已被1994～1996年地震勘探资料所证实，在建南构造北高点北端以北，尚有新的地震构造高点存在。由此可见，高精度山地重力勘探，可以解决在山区寻找局部构造圈闭问题。据此，区内开展了对鱼皮泽、四望山、中湖等局部构造的高精度山地重力详查，为地震勘探进一步提供了有利勘探目标。

6.10.3 山地MT勘探

建南气田重力试验区内的山地MT勘探，主要用来查明和确定建南构造的电导性、范围埋深及形态的地电特征以及大地电磁场区域构造形态的总体特征。MT沿196.3地震测线作了11个测点，经地改、静校正，阻抗能量分解，一、二维正反演，编制了与地震解释剖面相重合的196.3MT地质解释剖面对比图(图6－10－14)。电地剖面上相当于T_2-J_1、$T_1^1-T_1^2$、P－D、S、O－Z层位的高—低—高—低高电地层，与地震剖面解释的形态基本相似，深度上多数比地震剖面偏深。

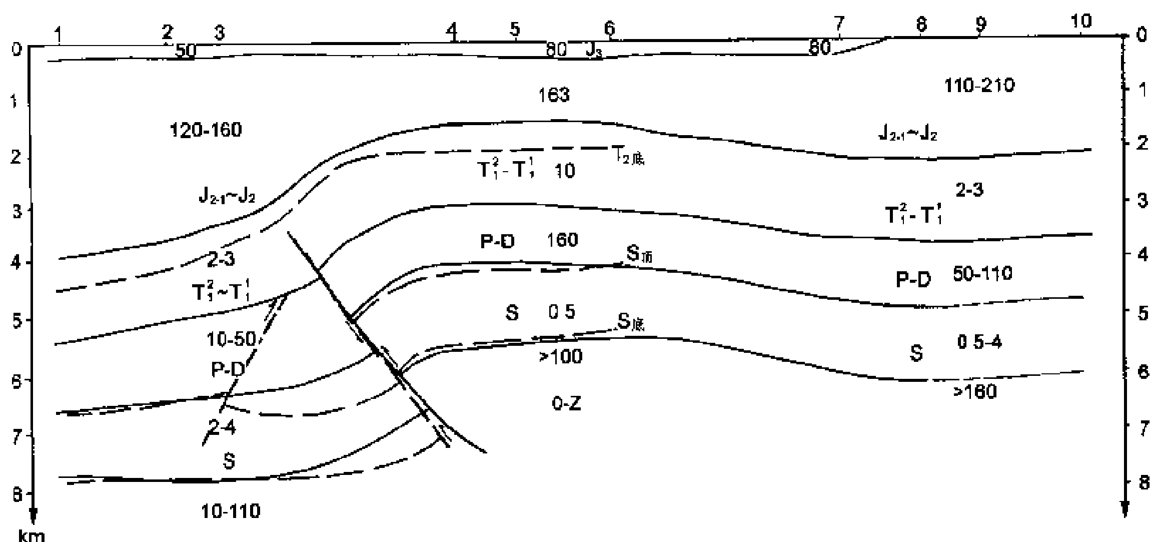


图6－10－14 196.3测线地震解释与MT地质剖面对比图

6.10.4 几点启示

(1)山地高精度重力、电法勘探可以作为发现局部构造的勘探方法的组成部分。其关键要有高精度的资料采集；不断深入的反复地改和静校正；重力、电法解释的地质模式。

(2)山地高精度重力、电法勘探及其成果解释，由于受多种因素的影响，定性解释的可信度大于定量解释的可信度。因此，对高精度山地重力、电法的勘探成果，必须用少量地震勘探资料成果予以标定和校正，以提高其可信度。

参考文献

[1] 云美厚.地震地层压力预测.石油地球物理勘探,1996(4)
[2] 王慎言,阎世信等编.新区勘探技术论文集.北京:石油工业出版社,1995
[3] 刘怀山等.组合爆炸法在高分辨率地震勘探中的应用.石油地球物理勘探,1990(6)
[4] 陈伟等编.平衡剖面计算机模拟及其应用.北京:科学出版社,1993
[5] 杨长春等.适于复杂介质模型的三维射线追踪方法.地球物理学报,1997(40)
[6] 李国玉等编.中国含油气盆地图集.北京:石油工业出版社,1988
[7] 何樵登著.地震理论.北京:地质出版社,1988
[8] 陆基孟著.地震勘探原理.山东:石油大学出版社,1966
[9] 李庆忠著.走向精确勘探的道路——高分辨率地震勘探系统工程剖析.北京:石油工业出版社,1994
[10] 李庆忠.关于低信噪比地震资料的基本概念和质量改进方向.石油地球物理勘探,1984(4)
[11] 国九英等.三维 $f-xy$ 域随机噪音衰减.石油地球物理勘探,1995(2)
[12] 赵恩纯,于占元.海相碳酸盐岩山区地震勘探方法与效果.石油物探,1990(1)
[13] 俞寿朋著.高分辨率地震勘探.北京:石油工业出版社,1994
[14] 阎世信,谢文导.三维地震观测方式应用的几点意见.石油地球物理勘探,1998(6)
[15] 焦力人等编.当代中国的石油工业.北京:中国社会科学出版社,1988
[16] 熊翥.复杂地区油气地球物理勘探技术.北京:石油工业出版社,1999
[17] Bednar J B. Application of median filter to deconvolution pulse estimation and statistical editing of data, Geophysics, 1983(48)
[18] Hale D. A nonaliased integral method for dip moveout, Geophysics, 1991(56)
[19] Koefoed O. Aspects of vertical seismic resolution, Geophys. Prosp., 1988(29)
[20] Liu Z Y. Analytical approach to migration velocity analysis, Geophysics, 1997(62)
[21] Lauton D C. Computation of refraction static corrections using first break traveltime differences, Geophysics, 1989(54)
[22] Tancr M T. A unified method for 2-D and 3-D refraction statics, Geophysics, 1998(63)
[23] Vinje V. E. Iversen, K. Astebd and H. Gjoystdal, Estination of multivalued arrivals in 3-D models using wavefront construction-Part Ⅰ, Geophys. Prosp., 1996(44)
[24] Widess M B. How thin is the thin bed? Geophysics, 1973(38)
[25] Xu T. 3-D prestack full-wavefield inversion, Geophysics, 1995(60)
[26] Yilmas O. Seismic data processing, Society of Exploration Geophysicists, 1987